HAL
open science

Valorisation des données altimétriques de SARAL/AltiKa pour l'étude de la calotte Antarctique

Aurelie Michel

To cite this version:

Aurelie Michel. Valorisation des données altimétriques de SARAL/AltiKa pour l'étude de la calotte Antarctique. Glaciologie. Université de Toulouse 3 Paul Sabatier, 2016. Français. NNT : . tel-01398061v1

HAL Id: tel-01398061

https://theses.hal.science/tel-01398061v1

Submitted on 16 Nov 2016 (v1), last revised 28 Feb 2017 (v2)

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par : *l'Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)*

Présentée et soutenue le *28/06/2016* **par :**

Aurélie Michel

Valorisation des données altimétriques de SARAL/AltiKa pour l'étude de la calotte Antarctique

---

JURY

Nick Hall	Professeur	Président du Jury
Frédérique Rémy	Directrice de Recherche	Directrice de thèse
Jocelyn Chanussot	Professeur	Rapporteur
Jean Tournadre	Directeur de Recherche	Rapporteur
Amandine Guillot	Ingénieure CNES	Invitée
Annabelle Ollivier	Docteure	Invitée

École doctorale et spécialité :
SDU2E : Océan, Atmosphère et Surfaces Continentales

Unité de Recherche :
Laboratoire d'Etudes en Géophysique et en Océanographie Spatiales (UMR 5566)

Directeur(s) de Thèse :
Frédérique Rémy et *Annabelle Ollivier*

Rapporteurs :
Jocelyn Chanussot et *Jean Tournadre*

"Nada es absoluto. Todo cambia todo se mueve todo gira todo vuela y desaparece"

Frida Kahlo

"J'aime les utopies : même si ce ne sont que des chimères, elles donnent une direction"

Bernard Weber

"Le monde ne mourra jamais d'un manque de merveilles mais d'un manque d'émerveillement"

Gilbert Keith Anderson

"Think critically or die trying"

Starchild Stela

L'Antarctique est une terre fascinante : on y trouve des espèces qui sont capables de vivre dans les conditions extrêmes de ce continent protégé jusqu'en 2048. On y trouve deux fleurs, des volcans, des sols lunaires, un cratère, des fossiles de manchots de 10 m de long, un glacier qui pleure du sang, une statue de Lénine, et encore bien d'autres choses belles et/ou insolites. J'espère que le lecteur trouvera son compte dans ce manuscrit autant que moi j'ai pu trouver le mien en travaillant quatre ans sur ce milieu polaire.

Remerciements

En ce qui concerne l'Antarctique, on cherche à estimer le bilan de masse... Pour ma part, je vais essayer de qualifier le bilan de plus de 4 ans passés à étudier ce continent. Et je peux assurer dans ce cas qu'il est positif. Quatre ans... quatre années et une vingtaine de tatouages, deux chats et trois appartements plus tard, me voici en train d'essayer d'être la plus exhaustive possible sur ce que j'ai pu retirer autant professionnellement que personnellement comme expériences durant un stage+une thèse+un ATER et surtout la plus exhaustive dans les remerciements à apporter.

Déjà, naturellement, merci à mes deux directrices, Frédérique Rémy et Annabelle Ollivier. Frédérique, je dois avouer que je suis fière d'avoir passé cette thèse sous ton encadrement, moi qui suis toujours autant admirative de ton humanité, ton caractère et ta facilité à naviguer entre sciences et histoire des sciences. C'est quand même grâce à un de tes livres que je t'ai connue de prime abord ! Je dois aussi avouer que je déplore certaines périodes entre nous. Mais je te suis reconnaissante pour tout ce que tu as pu apporter de très positif durant ces 4 ans. Annabelle, je félicite ta diplomatie, ta pédagogie et ta rigueur scientifique dont tu sais faire preuve. Rien que ton soutien, dont j'ai du mal à imaginer comment j'aurais pu faire sans, me rend fière et reconnaissante d'avoir été ta première doctorante. J'ose penser que le/la prochain/e étudiant/e sera une tâche bien plus aisée pour toi !

Merci aux membres du jury d'avoir accepté de rapporter et d'examiner ma thèse. Merci Nick Hall pour avoir endossé le rôle de président et Amandine Guillot d'avoir apporté ton expertise CNES à ce travail. Merci Jocelyn Chanussot pour avoir accepté de rapporter mon manuscrit et pour ta vision de traiteur du signal à cette thèse qui n'est ni en glaciologie, ni en traitement du signal et qui navigue entre les deux avec une maladresse certaine. Merci à Jean Tournadre pour ton expertise dans l'altimétrie. Vous avez tous les deux apporté des corrections complémentaires et je vous en suis particulièrement reconnaissante. Tout cela a commencé au LEGOS (Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales) par mon stage de fin d'études alors merci à ce labo de m'avoir accueillie pendant plus de 3 ans. Merci à Yves Morel qui dans son rôle de directeur du laboratoire a toujours été à l'écoute des besoins de ses collègues et pour les encouragements ô combien précieux. Merci également à Alexandre Ganachaud dans son statut de nouveau directeur du LEGOS pour son écoute. Merci Martine et Nadine et les autres de l'équipe de votre bonne humeur inconditionnelle. Merci à l'équipe "glacio" (plutôt ECHOS, le petit nom que je vous laisse). Je souhaite une bonne thèse aux suivants, Kévin, Fifi, Joaquin, Inès, les autres et merci Etienne, Denis, Alexei, Elena et ex-glacio Muriel pour m'avoir intégrée lors des réunions et apéros, vos conseils et vos encouragements. Merci beaucoup

Thomas pour tes conseils lors de ma première année. Merci à mes deux parrains de thèse, Guillaume Ramillien et Jean-François Créteaux pour votre soutien et vos avis.

Je n'oublie pas bien sûr l'autre côté de ma thèse qui s'est effectué en entreprise donc merci aussi à CLS et son équipe DOS (Division Observations Spatiales) pour m'avoir intégrée et m'avoir montré les rudiments du traitement de données altimétriques. Merci à mes co-bureaux, Camille, Soulhivan, Clément, et bien sûr Julien et Steve qui m'ont supportée pendant six mois. Merci à Estelle, Guillaume, Thomas, Pierre, Jean-Christophe, Lorène, Cédric, Bruno (merci énormément pour ton aide en informatique !) et tous les autres qui ont pu être de très bons interlocuteurs et de bons avis et soutiens. Egalement, merci au CNES qui a été mon employeur pendant plus de trois ans, merci à Jean-Pascal Souyris d'avoir été mon parrain CNES, merci à Pascale Snini l'interlocutrice pour les doctorants toujours d'une sympathie et d'une efficacité redoutables pour renseigner. J'ai passé plus de 4 ans à l'OMP (Observatoire Midi-Pyrénées) et merci Christine pour être en permanence le sourire de l'Observatoire.

Si ce n'est au LEGOS ou à CLS que j'étais, c'est à l'IRAP particulièrement que j'ai passé l'autre partie de mon temps que ce soit avec les potes ou en ATER. Un énorme merci très chaleureux à l'équipe SISU. Et je ne peux pas ne pas commencer par Hervé Carfantan. Merci d'avoir toujours été d'une aide et d'un soutien depuis près de 6 ans, depuis que j'ai été étudiante. Merci déjà en master pour avoir sans bronché (enfin je crois...) accepté de lire mes comptes-rendus de TPs absolument indigestes car trop volumineux. Merci d'avoir été mon tuteur de stage, de m'avoir fait confiance pour effectuer les vacations au sein du master SIA dont j'étais issue et merci surtout d'avoir cru en moi pour passer de l'autre côté de la barrière en enseignant, m'avoir soutenue dans ma candidature d'ATER et avoir accepté de m'encadrer pour ce poste. Je pense qu'on ne peut pas espérer mieux comme tuteur/collègue. Des grands mercis aussi à Yannick, Shahram, Jean-François de m'avoir intégrée en tant que collègue après avoir été votre élève. Merci Ahmed, Laurent (mention spéciale pour la confiance que tu m'as attribuée pour aller effectuer des mesures au Pic du Midi et merci pour ton aide pour répéter ma soutenance).
Merci aux anciens professeur-es et nouveaux collègues, avec qui je garde un souvenir car vous avez participé à me montrer le côté enseignement et à me le faire aimer surtout : alors merci Philippe Castelan, Vassant Sewraj, Patrick Danès, Frédéric Gouaisbaut, Ariane Herbulot, Agnal de Bonneval... Merci aux thésard-es, post-doctorant-es, stagiaires, CDD, IRAP,LEGOS,OMP confondus que j'ai pu rencontrer et avec qui j'ai pu partager les déboires d'une thèse mais aussi et surtout les bons moments ! Merci à Cori, Virginie, Hela, Oscar, Jessie, Nicolas. Aurore, Margaux, Gabriel, Jason, Arnaud, Tonio, Marina, Laure, Hayley, Ivan...

Mon univers est composé de tout pleins d'étoiles qui brillent autour de moi même si je ne les vois pas tout le temps. Permettez-moi de changer de langue pour les personnes qui suivent. Vanessa, mi Vanessita, eres mi rayo de sol latino, mi angel. Te acuerdas que te decia que sostuvieremos en el mismo tiempo, jaja ! Gracias por todo el apoyo durante esos 4 años, gracias por tus palabras, tus aconsejos, tu escucha, tus sonrisas y risas tan lindos, tu personalidad y todos los momentos que pasemos juntitas. Eres una hermosa persona, a pesar de la distancia , lo sé que no puedo imaginar perderte. Un monton de

gracias para ti Yanid, eres un ejemplo de fuerza y determinacion, sin dejar esa alegria que te queda tan bien, gracias por todo el apoyo que tuviste para mi. Tomàs, sos una persona increible, y con mucha alegria me acuerdo de lo que vivimos, gracias por estar a mi lado cuando no sabia donde irme. Astrid, mi hada, nos veremos de nuevo, no importa el tiempo que pasa hasta ese momento, pero nos veremos de nuevo y te guardo en el corazon con mucho cariño, muchas gracias por tus mensajes. Retour au français pour la suite ! Merci Marine pour être aussi pétillante que tu es, je sais que tu es plus valeureuse que tu ne peux le penser. Camille, toujours aussi fière de te connaître, pour qu'on se rappelle les vieux souvenirs, merci de ta maturité, tu es toujours de bon conseil. Merci Lucie, merci de ton écoute. Anaïs, pfiouh, qu'est-ce que j'aime repenser à nos moments lorsqu'on avait 11,12 ans. Merci d'être là pour les moments importants de ma vie tu es super. Merci Angèle (n'oublie jamais la lumière que tu irradies autour de toi), merci à Priscilla également. Merci Bianca pour m'avoir parlée de féminisme avec ta vision de la sociologie et de la psychologie que je n'ai pas et pour avoir pas mal dédramatisé certaines choses. Merci Yannick pour ton soutien pendant cette thèse, et merci à la clique Ben, Benji, Océane, Andréa, Marion. Merci Vincent d'avoir toujours été aussi loyal avec moi depuis que l'on se connaît. Tu es une des personnes les plus adorables que je côtoie. Merci pour ton amitié si sincère. Merci à deux personnes que j'ai pu plus connaître lors de mon ATER. Merci Ilane, tu es juste super, un homme sensible et futé avec qui les discussions sont toujours intéressantes. Merci Victor, je me rappelle la L2 où on s'est connus puis perdus de vus et nous voici dans la même équipe. Tu es un peu comme un frère, tu me fais penser à moi avec ton caractère, et ton excentricité. Malgré nos débats houleux je trouve toujours nos discussions utiles. Tu es un mec bien ne l'oublie pas. Merci Guillaume, comme un petit frère pour moi. Tu peux être tellement fier de toi ! Mégane merci pour ta gentillesse exemplaire, je te souhaite que des bonnes choses. Merci Wilhem pour beaucoup de choses. Plus on passe de temps ensemble, plus je me rends compte ô combien je ne peux t'effacer de ma vie.

En vrac, MERCI Abi, Anne-So et Vincent, Anna, Anne, Elisabeth, Jean (<3) et Michel, Cyril, Emma (ma petite islandaise de coeur), Fadi, Ingrid, Jonathan, Julie et sa soeur, Justine, Mariana, Lauren (team Connexion ! ! !), Léa, Hélène (je n'oublie pas nos TPs de master), Léo et Marie-Laure mes bretons préférés, Martica, Morgan, Muri, Nicolas, Nélia, Caro, Alexandre et Vincent (qu'est-ce que j'aime passer des soirées avec vous !). Désolée si j'oublie des personnes mais je ne pense pas moins pour celleux qui ont été présent-es pour m'apporter le positif dont j'avais besoin. Merci Mme Bueno pour son professionnalisme pendant ces 4 ans, merci de l'accompagnement.Merci Mme Bonnafous pour les messages de soutien. Merci La Cour des Miracles, (Sabha, Loreen, Piero, Nico, etc) vous roxez du poney, si vous saviez le bien que ça m'a fait de vous côtoyer (je n'ai pas dit que c'était fini !). Merci Natalie pour la confiance apportée et ta personnalité.

Merci à ma famille : Kévin je ne te le dirai jamais assez, si j'en suis arrivée là, toi tu es capable de 1000 fois plus. Merci Papa, pour avoir réussi à me transmettre la curiosité, l'avoir stimulée en me mettant dans les mains des livres d'astronomie alors que je savais à peine lire, merci pour l'amour des sciences que tu m'as inculquée et pour tes phrases toujours philosophiques. Maman, merci pour ton côté plus artistique, m'avoir permis d'avoir une soif de liberté et de me montrer qu'une femme pouvait vivre comme elle le voulait

sans l'aval de personne, merci pour ton côté militant que je retrouve en moi. Merci à ma mamie et mes deux oncles pour leur soutien. Merci à ma cousine Amandine. Merci mes deux amours Yoshi et Isjaki (si je n'avais pas fait cette thèse, tu ne t'appellerais pas comme cela petit iceberg à poils !).

A part m'émerveiller devant l'Univers et la Terre, j'aime particulièrement me laisser transporter par la musique. Alors une pensée pour ces artistes qui m'ont accompagnée durant mon doctorat. Sigur Rós, The Cat Empire, Bruce Springsteen, Aerosmith, In Flames, Bloc Party, j'en passe et des meilleures. Sans musique, ce monde serait moins beau.

Tournée vers l'avenir, merci à l'équipe GSM de l'Institut Fresnel et l'école Centrale Marseille de m'accepter un an pour continuer dans l'enseignement et la recherche. Merci aux gen-tes que j'ai pu rencontrer IRL et/ou en ligne pour parler d'un monde meilleur, inclusif. On en a bien besoin en ce moment. Merci aux personnes de l'Xtreme-Fest (Pollux Asso et bénévoles) vous êtes géniaux ! Au final, merci à celleux qui croient toujours en moi vers l'infini et au-delà !!!!!

Et enfin... à l'étoile la plus brillante de mon univers, toi qui étudie les étoiles à longueur de journée (mais plus pour longtemps), je vais essayer d'être brève et de ne pas verser dans le trop intime. Merci de ton écoute, à jouer le psy quand je tombais de fatigue lors de la rédaction. Merci de m'avoir aidée à valoriser mes résultats, merci d'avoir écouté mes répétitions de soutenance, si bien que tu connaissais par coeur le message. Merci de ton aide en programmation quand je galérais. Merci de ton humour. Merci de tes discussions, tu arrives à captiver mon attention quand tu parles de physique et ce n'est pas donné à tout le monde ! Merci de l'équilibre que tu m'apportes. Merci de ton attention, de ton côté terre à terre et ta graine de joie. Merci pour tout ce que tu as pu m'apporter et que tu continues avec autant d'enthousiasme. Merci d'être qui tu es tout simplement. Il y a une fameuse phrase en anglais qui dit "I love you to the moon and back". Alors, Mathieu : "je te kiffe jusqu'à Sirius et au-delà ! "

"Ég gaf ykkur von sem varð að vonbrigðum... þetta er ágætis byrjun"

Sigur Rós

Résumé

L'Antarctique est encore un continent à explorer pour comprendre le climat terrestre, passé, présent et futur. Grâce à l'analyse des carottages, on peut remonter l'histoire du climat terrestre sur plusieurs centaines de milliers d'années. Grâce à l'étude de sa topographie, on peut remonter à la variabilité de son climat, connaître sa dynamique : écoulement de la glace, vêlages d'icebergs... Grâce au suivi de la topographie, c'est-à-dire la variation de la hauteur de glace, on peut estimer les pertes et les gains de masses ainsi que la contribution à la hausse du niveau de la mer, pour déduire l'impact sur les océans et les littoraux. Pour explorer ce continent, nous utilisons dans cette thèse l'instrument embarqué sur satellite qu'est l'altimètre. Une onde radar ou laser est envoyée sur le sol et la réflexion de ce signal est enregistrée permettant d'extraire des paramètres pertinents et la hauteur de glace. Les satellites ont pris le relais des expéditions célèbres du XIXème siècle, notamment depuis le lancement du premier altimètre couvrant jusqu'à 82° S ce continent, embarqué sur la mission ERS-1. Depuis 2013, SARAL marque un changement dans les caractéristiques instrumentales par rapport aux missions précédentes, car elle émet dans une fréquence appartenant à la bande Ka (36.75 Ghz) au lieu des bandes Ku (13.6 Ghz) et S (3.2 Ghz) ce qui implique une interaction avec la surface différente qu'il faut pouvoir comprendre. Avec près de trois ans d'observations, ce manuscrit regroupe les travaux sur le traitement des données altimétriques dans un but de valorisation de la mission SARAL. Nous présentons le contexte géographique et le contexte technique pour montrer les difficultés du traitement des données . En utilisant la méthode des points de croisement que nous expliciterons, nous présentons l'importance de la comparaison de deux missions concomitantes, ENVISAT et ICESat afin d'estimer la profondeur de pénétration en bande Ku de l'onde radar et corriger de cet effet, étude que l'on pourra répéter avec SARAL une fois la mission ICESat-2 lancée. Nous avons adapté une chaîne de calibration et de validation des données sur glace continentale qui nous permet d'établir des diagnostics, des statistiques et des suivis temporels. La pente de la surface joue un rôle prépondérant dans la dégradation de la précision des données. Nous mettons en place un processus de sélection des données altimétriques afin d'augmenter cette précision. Grâce à cette sélection et l'application de la correction de marée océanique, nous quantifions avec des métriques aux points de croisement la performance de la mesure de SARAL sur glace continentale, et nous réduisons l'imprécision de la mesure de plus de 90%. Enfin, grâce aux sorties de notre chaîne de validation, nous décrivons les observations de SARAL sur près de trois ans afin d'apporter une analyse préliminaire cohérente avec la mission précédente qu'est ENVISAT. Nous soulevons les améliorations à apporter pour aller plus loin dans la physique de la mesure. Que ce soit la comparaison avec d'autres missions, l'utilisation de modèles ou des modifications dans l'algorithme d'extraction des paramètres du signal appelé retracking, SARAL apporte de nouvelles perspectives afin que l'évolution de la

calotte Antarctique soit connue avec une précision toujours croissante.

Mots-clés : altimétrie, traitement de données, Antarctique, SARAL, ENVISAT, ICESat, télédétection.

Abstract

Antarctica still remains a fascinating place to be explored. With ice corings, the past Earth climate can be retraced. Studying its surface, its climate variability and its dynamic are better known : ice velocity, iceberg calvings... Through the height variations monitoring, ice gains and losses are estimated, leading to the contribution to the sea-level rise, from which is deduced the impact over coastal areas or the oceans. To explore this continent, we use the sensor called altimeter : a radar or laser wave is sent from the satellite to the surface and the reflected signal is recorded. From this signal we extract relevant parameters and the height. The satellites have observed this area, notably since the altimetric mission ERS-1 launching, until 82° S in 1991, following the still famous explorations from the beginning of the twentieth century. SARAL, launched in February 2013, innovates because of the major change in the frequency used, the Ka-band (36.75 Ghz) instead of the Ku-band (13.6Ghz) and the S-band (3.2 Ghz) implying a different interaction between the radar wave and the snowpack that needs to be investigated. Using almost three years of observations, we focus on the altimetric signal processing and its validation. The geographic and the technical aspects are introduced and we show the limitations in the altimetric data processing. Using the crossover method (explained in greater detail later), we compare two simultaneous missions, ENVISAT and ICESat in order to better constrain the penetration effect of the radar-wave into the snowpack and correct it. The method that is used will be of great interest to compare SARAL with the future mission ICESat- 2. A new calibration and validation tool has been implemented, allowing a long-term survey of the Antarctic area, providing statistics, diagnostics and temporal series. The slope effect is the major limitation in the precision assessment of the mission. Thanks to a new way of selecting the data and the oceanic tide correction, we quantify with metrics computed at crossover points the accuracy of altimetric data over the Antarctic ice sheet. We describe in the last part the SARAL observations to give a preliminary analysis in agreement with the former mission ENVISAT. Other ways of improvement are presented, like future altimetric missions, modifications in the so-called retracking algorithm that extracts the relevant parameters or even the use of models. SARAL raises perspectives to estimate with a growing precision the evolution of the Antarctic continent, and this thesis is a state of the art about the different possible processings needed to do so.

Keywords : altimetry, data processing, Antarctica, SARAL, ENVISAT, ICESat, remote sensing.

Table des matières

Remerciements iii

Résumé ix

Abstract xi

Table des matières xiii

Table des figures xix

Liste des tableaux xxv

Introduction 1
- 0.1 L'importance de l'étude des calottes polaires . . . 3
- 0.2 L'importance du suivi de l'Antarctique par altimétrie satellite . . . 5
- 0.3 Les enjeux de la mission SARAL/AltiKa . . . 6
- 0.4 Objectifs et plan du manuscrit . . . 6

1 L'Antarctique : contextes géographique et scientifique de la thèse 11
- 1.1 L'Antarctique : caractéristiques générales, géographie . . . 12
- 1.2 Dynamique du continent . . . 15
  - 1.2.1 Introduction . . . 15
  - 1.2.2 Processus rapides et apport de masse . . . 16
  - 1.2.3 Processus très lents influant la topographie de surface . . . 19
  - 1.2.4 Processus lents et très lents et perte de masse . . . 20
  - 1.2.5 Conclusion et interêts de l'altimétrie . . . 23

2 Altimétrie : aspect technique, spécificités sur glace continentale, missions passées et présentes 27
- 2.1 Distance altimétrique et orbitographie . . . 29
  - 2.1.1 Principe . . . 29
  - 2.1.2 Signal altimétrique émis et distance altimétrique . . . 29
  - 2.1.3 Corrections sur la propagation de l'onde et sur les marées . . . 31
- 2.2 Altimétrie radar sur glace continentale . . . 32
  - 2.2.1 Signal altimétrique reçu et distance mesurée . . . 32
  - 2.2.2 Tracker et forme d'onde . . . 33
  - 2.2.3 Algorithme de retracking . . . 34

2.2.4 Sources de biais dans l'analyse de la forme d'onde 35
2.2.5 Corrections « géo » et « écho » pour le traitement des séries temporelles altimétriques radar 38
2.3 Altimétrie laser sur glace continentale : différences avec l'altimétrie radar 39
2.4 Missions passées et actuelles pour l'étude de l'Antarctique 40
2.4.1 ERS1 et ERS2 41
2.4.2 ENVISAT 43
2.4.3 CryoSat-2 43
2.4.4 SARAL 44
2.4.5 L'altimétrie laser : ICESat 44

3 Préambule à SARAL : étude du biais de pénétration d'ENVISAT grâce à la comparaison de mesures ENVISAT et ICESat 47
3.1 Introduction 49
3.2 Traitement des données 49
3.3 Résultats 50
3.4 SARAL/AltiKa : premières observations préliminaires 51
3.5 Discussion 51
3.6 Conclusions 51

4 Validation des mesures altimétriques de SARAL et estimation de sa performance 55
4.1 Développement d'un outil de traitement de données sur glace continentale : CalValGlace 57
4.1.1 Le projet PEACHI 57
4.1.2 Principe de la chaîne 57
4.2 Processus de sélection des données et utilisation de la classification des formes d'ondes 59
4.2.1 Limites de l'editing actuel (brut) 59
4.2.2 Classification des formes d'ondes 60
4.2.3 Tests de sensibilité de différents editings : sélection de données pertinentes 63
4.3 Méthode des points de croisement comme estimation de la performance de la mesure de SARAL 65
4.3.1 Introduction 65
4.3.2 Application du nouvel editing 67
4.3.3 Impact de l'écart temporel sur la variabilité de la différence de hauteur aux points de croisement 68
4.4 Comparaison de standards de correction : exemple de la marée océanique 69
4.5 Variabilité spatiale et temporelle aux points de croisement 71
4.5.1 Variation spatio-temporelle 71
4.5.2 Evolution temporelle globale et locale 72
4.6 Conclusions de l'étude 74

5 Apport de la bande Ka pour l'étude de la calotte Antarctique : premières observations de SARAL **77**
5.1 Apport de la bande Ka : aspect théorique 78
5.2 Analyse des données réelles : les paramètres de formes d'ondes 80
5.2.1 La rétrodiffusion 80
5.2.2 La pente du flanc 86
5.2.3 Le front de montée 87
5.3 Analyse des données réelles : la hauteur de glace 89
5.4 Conclusions et ouvertures 94

6 Conclusions et perspectives **97**
6.1 Conclusions 98
6.1.1 Résumé 98
6.1.2 La chaîne CalValGlace 99
6.1.3 Valorisation de la mission SARAL 99
6.2 Perspectives 100
6.2.1 Enrichissement de la chaîne CalValGlace 100
6.2.2 Affinement des impacts de l'algorithme de retracking ICE-2 Advanced 100
6.2.3 Vers une meilleure compréhension de la physique de la mesure : apport de la modélisation 102
6.2.4 Missions altimétriques pour enrichir la comparaison 104

A Algorithmes de retracking pour l'étude de la glace continentale **109**
1 Modèle de Brown 109
1.1 Algorithme de retracking basé sur le modèle de Brown : ICE-2 . . 110
2 Un modèle empirique : OCOG (Offset Center of Gravity) et ICE-1 111
3 Le modèle β-parameter et l'algorithme GSFC (Goddard Space Flight Center) 111
4 Conclusion 112

B Décomposition en valeurs singulières **115**
1 Rappel sur les moindres carrés linéaires 115
2 La méthode de la décomposition en valeurs singulières (SVD) 116
3 La SVD couplée aux moindres carrés linéaires 117

C Aurélie Michel, Thomas Flament, Frédérique Rémy. Study of the Penetration Bias of ENVISAT Altimeter Observations over Antarctica in Comparison to ICESat Observations. Remote Sens. 2014, 6, 9412-9434. **119**

D Evénements instrumentaux survenus lors des 24 premiers cycles de SARAL/AltiKa **145**

E Frédérique Rémy, Thomas Flament, Aurélie Michel, and Denis Blumstein : Envisat and SARAL/AltiKa Observations of the Antarctic Ice Sheet : A Comparison Between the Ku-band and Ka-band. Marine Geodesy Vol. 38 , Iss. Sup1,2015. **153**

F Frédérique Rémy, Thomas Flament, Aurélie Michel, and Jacques Verron : Ice sheet survey over Antarctica using satellite altimetry : ERS-2, Envisat, SARAL/AltiKa, the key importance of continuous observations along the same repeat orbit. International Journal Of Remote Sensing Vol. 35 , Iss. 14,2014. **167**

Bibliographie **185**

Table des figures

1 Dessin très expressif sur la situation de la banquise Arctique de nos jours. Source : Greenpeace. 2
2 la calotte polaire de l'Arctique (a), celle de l'Antarctique (b), et la calotte glaciaire du Vatnajökull (c), observées par Modis (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer). 3
3 La contribution à la hausse du niveau de la mer et perte de masse cumulées pour l'Antarctique (a) et contribution des deux calottes polaires à la hausse du niveau de la mer (b). Crédits : Stocker et al. [2013]. 4
4 SARAL/AltiKa (vue d'artiste), la mission et l'altimètre titres de ce manuscrit. Crédits : CNES. 8

1.1 Carte de l'Antarctique où l'on peut distinguer la partie orientale de l'Antarctique de l'occidentale séparée par la chaîne de montagnes transantarctiques avec la Péninsule qui s'allonge à l'ouest du continent. Le gris représente les plates-formes de glace, le blanc la glace continentale et le marron les parties rocheuses non glacées. Les principales terres et stations dont certaines seront citées dans le manuscrit sont montrées. Source : British Antarctic Survey. 14
1.2 Schéma des processus jouant sur la dynamique de l'Antarctique selon leur temps de réaction à une variation climatique. En rouge les processus rapides, en jaune les processus de durée intermédiaire, en bleu les processus lents. Crédits : Frédérique Rémy. 16
1.3 Photo de sastrugi en Antarctique. Crédits : Alan Light. 17
1.4 Localisation des mégadunes en Antarctique. Source : NSIDC. 18
1.5 Photo d'une surface vitrée en Antarctique (a), répartition sur l'Antarctique de l'Est de ces zones (b). Crédits : NSIDC et Frezzotti et al. [2002a]. . . . 18
1.6 Vitesse stationnaire (balance velocity) du continent (a). Vitesse d'écoulement de la glace en surface, où on voit bien le rôle des glaciers et des plates-formes dans le flux sortant, déduite des données interférométriques (b). Crédits : Rémy and Parouty [2009], Rignot et al. [2011b]. 21
1.7 Evolution de la vitesse d'écoulement des glaciers de la mer d'Amundsen sur douze ans, dans l'Antarctique de l'Ouest. Crédits : Rignot et al. [2014]. 22
1.8 Suivi des différents détachements sur la plate-forme de Larsen jusqu'au décrochage du Larsen B en 2002. Le carré orange représente la couverture SAR d'ENVISAT qui offre une couverture de 400 km^2. Crédits : ESA. . . 23

1.9 Variation de la hauteur en m/an pour la surface de l'Antarctique. Le carré noir délimite la zone du Pine Island Glacier, sujet à une accélération ces dernières années. Crédits : Flament and Rémy [2012]. 24

2.1 Schéma d'un chirp sinusoïdal, la fréquence augmente au cours du temps. 30
2.2 Schéma sur le fonctionnement général de l'altimétrie par satellite qui regroupe les termes explicités dans ce chapitre. Crédits : Aviso. 30
2.3 Histogramme de la troposphère humide estimée par le modèle ECMWF sur l'Antarctique (a). Histogramme de la troposphère sèche sur l'Antarctique (b). 32
2.4 Schéma explicatif de l'interaction onde radar-surface sur une surface plane et homogène (a) – sur une surface contenant des aspérités et donc hétérogène (b). Crédits : Aviso 33
2.5 Forme d'onde mesurées par SARAL conforme au modèle de Brown (a) non-brownienne (b). 34
2.6 Schéma d'une forme d'onde en bande Ku et les différents paramètres estimés à partir de celle-ci grâce à l'algorithme ICE-2 qui ajuste un modèle sur la forme d'onde, Source : Lacroix et al, 2008. 35
2.7 Pente de l'Antarctique en m/km (a). Illustration de l'erreur due à l'effet de pente : α la pente, et β l'aspect, R la distance altimétrique en km, Rc la distance corrigée, D la distance qu'il manque pour corriger la position du point de mesure, dX et dY ses composantes dans un repère X,Y (b). Crédits : Hurkmans et al. [2012]. 36
2.8 Effet de la pénétration (inverse de l'extinction représentée par le coefficient ke ici) sur le signal altimétrique en bande Ka. Crédits : Remy et al. [2012]. 37
2.9 Illustration de la nécessité d'appliquer la corr "géo". 39
2.10 Forme d'onde en altimétrie laser et influence de la pente et de la rugosité sur celle-ci. Crédits : Brenner et al. [2012]. 40
2.11 calendrier des missions altimétriques radar, passées, actuelles et futures. A l'heure de la rédaction du manuscrit, le lancement de la mission Sentinel-3 a été effectué en Février 2016. Source : Aviso. 41
2.12 Hauteur de glace mesurée par ERS1 et 2 en m. Crédits : Frédérique Rémy. 42
2.13 Variation de la hauteur de glace sur la période $ERS1 - ERS2$ exprimée en $\frac{dh}{dt}$ (mètres par an). Crédits : Frédérique Rémy. 42
2.14 L'amincissement des glaciers de l'Antarctique de l'Ouest, déduit des données d'ICESat. Le rouge représente l'accélération de la perte de masse et le bleu le gain. Le carré inclus dans la figure représente les traces ICEsat sur la région de Pine Island Glacier (PIG sur la carte) avec la ligne d'échouage (en blanc). Légende des autres endroits : THW = Glacier Thwaites, POP = Glacier Pope, SMI = Glacier Smith, HAY = Glacier Haynes, KOH = Glacier Kohler, GIS = Getz Ice Shelf, ASE = Amundsen Sea Embayment, AIS = Abbot Ice Shelf. GH, F'G et EB, HH', E'E" sont des secteurs de drainage. Crédits : Pritchard et al. [2009]. 45

3.1 Schéma récapitulatif de l'étude. 52

4.1 Schéma de fonctionnement de la chaîne CalValGlace (a). Nombre de mesures journalières de la distance altimétrique estimée par l'algorithme de retracking ICE-2 (b). 58
4.2 Rétrodiffusion le long d'une trace validée et rejetée en dB (a). Rétrodiffusion rejetée par l'editing brut sur tout le continent en dB (b) 60
4.3 Les différentes classes de formes d'onde présentes en bande Ka sur le continent Antarctique. 61
4.4 Densités en pourcentage des classes sur le continent Antarctique. 62
4.5 pourcentage des mesures rejetées selon l'editing testé : Seuil-1 (a), Seuil-2 (b), Classif-1 (c), Classif-2 (d), Seuil-2 + Classif-2 (e) 64
4.6 Effet de l'editing Seuil-2 + Classif-2 sur la trace 177 du cycle 5 : sur la hauteur de glace en m (a), sur la rétrodiffusion en dB (b), sur le front de montée en m (c), sur la MQE (d). 65
4.7 Evolution de la couverture géographique selon l'écart temporel (a). Evolution de la densité des données disponibles aux points de croisement par cycle selon l'écart temporel choisi, en pourcentage (b). 67
4.8 Moyenne aux points de croisement de la différence de hauteur de glace en mètres (a), écart-type associé (b), moyenne de la différence de hauteur après editing (c), écart-type associé (d). 68
4.9 Evolution selon l'écart temporel de la différence de hauteur en m (a) de l'écart-type en m (b). 69
4.10 Evolution par cycle en m de la moyenne de la différence de hauteur en m (a) de l'écart-type en m (b). 69
4.11 Moyenne de la différence de hauteur (a) et écart-type (b) en m après application de la correction de marée océanique $GOT4.8$. 70
4.12 Différence de variance de la correction de marée $GOT4V8$ et de la correction $FES2014$ en m. 71
4.13 Evolution par cycle, du cycle 1 au cycle 12, de la différence de hauteur aux points de croisement en m après application de la correction de marée océanique. 72
4.14 Evolution par cycle sur tout le continent de la moyenne de la différence de hauteur (a) et de l'écart-type (b) en m. 73
4.15 Evolution par cycle de la moyenne de la différence de hauteur aux points de croisement sur la plate-forme de Ross (a), de l'écart-type (b), de la moyenne sur la plate-forme de Filchner-Ronne (c) et de l'écart-type (d), le tout en m. 74

5.1 Forme d'onde en bande S (a), en bande Ku (b) et en bande Ka (c). . . . 78
5.2 Simulation de l'écho de volume et de l'écho total (surface + volume) selon la bande de fréquences. 79
5.3 Moyenne de la rétrodiffusion en dB pour la bande S (a), la bande Ku (b) et la bande Ka (c). 81
5.4 Suivi en dB de la moyenne journalière depuis le 14 Mars 2013 de la rétrodiffusion (a), suivi par cycle local de ce paramètre (b). 82
5.5 Suivi de l'anomalie de rétrodiffusion en dB pour les cycles 1, 10, 15, 20, 25 et 28. 83

5.6 Différence de rétrodiffusion en dB aux points de croisement en bande Ku (a) et en bande Ka (b). 84
5.7 Evolution de l'écart-type de la différence de rétrodiffusion en dB selon l'écart temporel aux points de croisement. 85
5.8 Evolution de l'écart-type en dB par cycle de la différence de rétrodiffusion aux points de croisement selon l'écart temporel sur la plate-forme de Ross (a), sur la plate-forme de Filchner-Ronne (b), sur le continent entier (c) . Evolution par cycle en dB de la moyenne de la différence de rétrodiffusion aux points de croisement sur le continent entier (d). 86
5.9 Pente du flanc moyenne en bande S (a), en bande Ku (b) et en bande Ka (c), en s^{-1}. 87
5.10 Front de montée moyen en m : bande S (a), bande Ku (b) et bande Ka (c). 88
5.11 Evolution par jour du front de montée en m (a) et évolution par cycle sur la plate-forme de Ross, Vostok, la plate-forme de Filchner-Ronne et la Terre de la Reine Maud (b). 89
5.12 Topographie en m mesurée par SARAL. 90
5.13 Différence de hauteur entre SARAL et le profil moyen d'ENVISAT sur le cycle 7 en m. 91
5.14 Différence de hauteur en m entre le cycle 15 de SARAL et le profil moyen d'ENVISAT (a), avec la prise en compte de la tendance d'élévation (b). . 92
5.15 Différence de hauteur entre les cycles 15 et 7 de SARAL en m (a). $\frac{dh}{dt}$ en m/an sur les 33 premiers cycles de SARAL/AltiKa (b). 92
5.16 Trajet de la campagne IceBridge. Crédits : NASA. 93
5.17 Zoom sur les traces SARAL (bleu) et celles d'IceBridge (bleu clair) à Vostok (a). Topographie mesurée par SARAL (bleu) et par IceBridge (bleu clair) en m (b). 94

6.1 Correction des formes d'ondes sur le lac Vostok par la prise en compte du diagramme d'antenne. A gauche, forme d'onde en bande Ku (ENVISAT), à droite, forme d'onde en bande Ka (SARAL). Crédits :Pierre Thibaut, CLS. 101
6.2 Différence entre les estimations d'ICE-2 et d'ICE-2 Advanced en m pour la hauteur. 101
6.3 Effet de la taille des grains de neige sur les paramètres de formes d'onde en bande S et bande Ku. TeS est la pente du flanc, dB la rétrodiffusion et Lew le front de montée (a). Effet de la compaction de la neige (densification en surface) sur les paramètres de formes d'onde en bande S et bande Ku. TeS est la pente du flanc, dB la rétrodiffusion et Lew le front de montée (b). Cette influence est calculée pour différentes rugosités. Source : Lacroix et al. [2008]. 103
6.4 Amplitude du signal saisonnier de la rétrodiffusion en dB. Crédits : Fifi Adodo. 104
6.5 Principe de l'approche « multi-beam » pour ICESat-2 (a). Comparaison des empreintes au sol d'ICESat et d'ICESat-2 (b). Sourcedt : NASA, Martin [2014.]. 105
6.6 Observation de l'écho de volume selon la taille des grains pour Sentinel-3. Crédits : Antoine Laforge. 106

A.1 Les trois termes de la convolution en fonction du temps, de la distance et de la fréquence. Crédits : Ollivier [2006]. 109
A.2 Principe du OCOG. Crédits : [Deng et al., 2002]. 111
A.3 Schéma du β-parameter model. Crédits : [Deng et al., 2002]. 112

Liste des tableaux

2.1 Caractéristiques de l'orbite nominale et de l'altimètre d'ERS1 et ERS2. . 43
2.2 Caractéristiques des bandes S, Ku et Ka sur ENVISAT et SARAL. . . . 44

4.1 Seuils utilisés dans l'editing brut 59
4.2 Récapitulatif des différents critères de qualité utilisés selon l'editing implémenté. Tous ces editing contiennent de base le test sur la latitude inférieure à -60°, celui sur la hauteur de glace supérieure au géoïde + 10 m et celui sur la rétrodiffusion inférieure à 25 dB et supérieure à -10 dB. 63

5.1 Aspect théorique des bandes Ka, Ku et S. 80

Introduction

"Ce jour-là, j'ai bien cru tenir quelque chose et que ma vie s'en trouverait changée. Mais rien de cette nature n'est définitivement acquis. Comme une eau, le monde vous traverse et pour un temps vous prête ses couleurs. Puis se retire, et vous replace devant ce vide qu'on porte en soi, devant cette espèce d'insuffisance centrale de l'âme qu'il faut bien apprendre à côtoyer, à combattre, et qui, paradoxalement, est peut-être notre moteur le plus sûr. "

Nicolas Bouvier, L'Usage du Monde

"L'Antarctique est un lieu extraordinaire, à la fois terrible et merveilleux, où l'on peut encore percevoir, impérieuse, la force vibrante de la nature. "

Colin Monteath, L'Antarctique royaume des glaces

"L'Antarctique a cette force d'attraction des choses inaccessibles qui appellent l'Homme à s'engager avec passion. Ainsi ne revient-on jamais le même d'un long séjour sur le continent blanc. Dans cet univers sans repère, sans odeur, sans couleur autre que le bleu et le blanc, sans bruit autre que celui du vent, dans ce monde d'une infinie pauvreté sensorielle, l'Homme n'a pas d'autre issue que d'apprendre à s'apprivoiser lui-même. Quand on a oublié qu'il fait froid, que le silence est infini, qu'on s'est défait de l'agitation du monde, quand l'indispensable se réduit à peu de choses, on sent grandir en soi le bonheur de l'harmonie, ce sentiment agréable où en toute sérénité on se sent bien là où on avait rêvé d'être. "

Jean-Louis Etienne

"Il est urgent de réveiller le nomade que chacun porte en soi. C'est le devoir de l'historien, de l'ethnologue, du philosophe, d'en finir avec le temps des colloques, de sortir de ses musées et de ses bibliothèques pour aider l'homme à se découvrir un autre lui-même dans ses vrais voyages que sous-tend son imaginaire."

Jean Malaurie

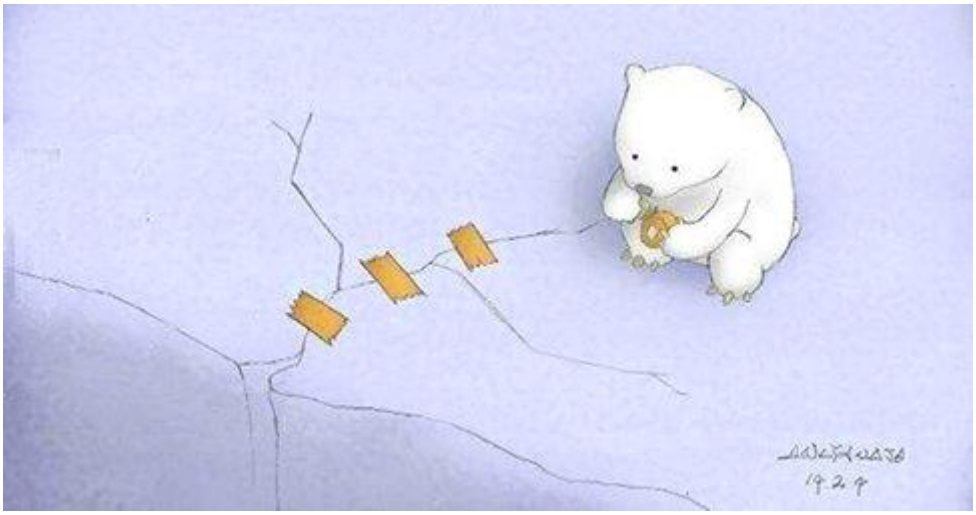


FIGURE 1 – Dessin très expressif sur la situation de la banquise Arctique de nos jours. Source : Greenpeace.

0.1 L'importance de l'étude des calottes polaires

Venant du grec "kryos" qui signifie "froid" ou "glace", la cryosphère désigne l'ensemble des zones présentes sur Terre où l'eau existe à l'état solide. Ce terme regroupe alors les banquises (ou glace de mer comme cela sera appelé dans ce manuscrit), les glaciers, les lacs ou rivières gelés, les pergélisols ou les inlandsis. Un "inlandsis", mot d'origine scandinave pour "glace de l'intérieur", est un glacier dont la superficie dépasse les 50000 km^2 recouvrant la terre de glace sur plusieurs mètres d'épaisseur. Les deux seuls inlandsis restant à ce jour sont appelés calottes polaires et sont celles du pôle nord au Groenland et du pôle sud en Antarctique. La Figure 2 représente des photos satellite de ces deux calottes ainsi que de la calotte glaciaire islandaise Vatnajökull, la deuxième plus grande calotte européenne, bien que n'étant pas une calotte polaire ni un inlandsis de par sa superficie trop petite (8300 km^2).

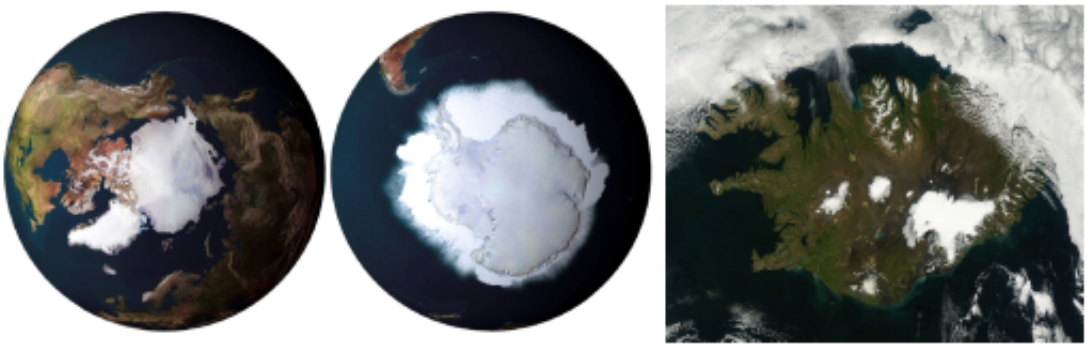


FIGURE 2 – la calotte polaire de l'Arctique (a), celle de l'Antarctique (b), et la calotte glaciaire du Vatnajökull (c), observées par Modis (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer).

C'est spécifiquement sur la calotte de l'Antarctique que ce manuscrit est concentré. Elle est comme la calotte groenlandaise, un contributeur à la hausse avérée du niveau des océans avec l'expansion thermique de ces derniers [Cazenave and Cozannet, 2014]. Il est désormais impossible de ne pas aborder la climatologie et par conséquent le sujet du réchauffement climatique lorsque l'on s'intéresse aux pôles. Certains chiffres sont célèbres : près de 60 m d'élévation du niveau de la mer si toute la calotte Antarctique venait à fondre, 7 m pour sa consœur du nord en Arctique. La Figure 3(a,b) illustre la contribution de l'Antarctique sur la montée des océans ainsi que sa perte de masse, toutes deux cumulées (a) et la contribution à la hausse du niveau de la mer des deux calottes polaires sur différentes périodes (b). Sur la Figure 3(a), on remarque une nette accélération de la perte de masse. Sur un total de 3.3 mm/an, la fonte du Groenland et de l'Antarctique participe à la hausse du niveau de la mer à hauteur de 0.59 (0.43 à 0.76) mm/an et 0.40 (0.20 à 0.61) mm/an respectivement sur la période 2002-2011 et y contribue à hauteur de 1.2 (0.8 à 1.6) mm/an sur la période 2007-2011 [Stocker et al., 2013]. Le dernier rapport du GIEC présente aussi des scénarios de prévision où le plus pessimiste prétend que la glace de mer de l'Arctique aura disparu d'ici 100 ans... Plus récemment, en 2015, une nouvelle étude remet en cause la stabilité de la plate-forme de Larsen B, vieille d'au moins

10000 ans, dans la Péninsule Antarctique et prévoit sa complète désintégration d'ici 2020 [Jansen et al., 2015, Khazendar et al., 2015].

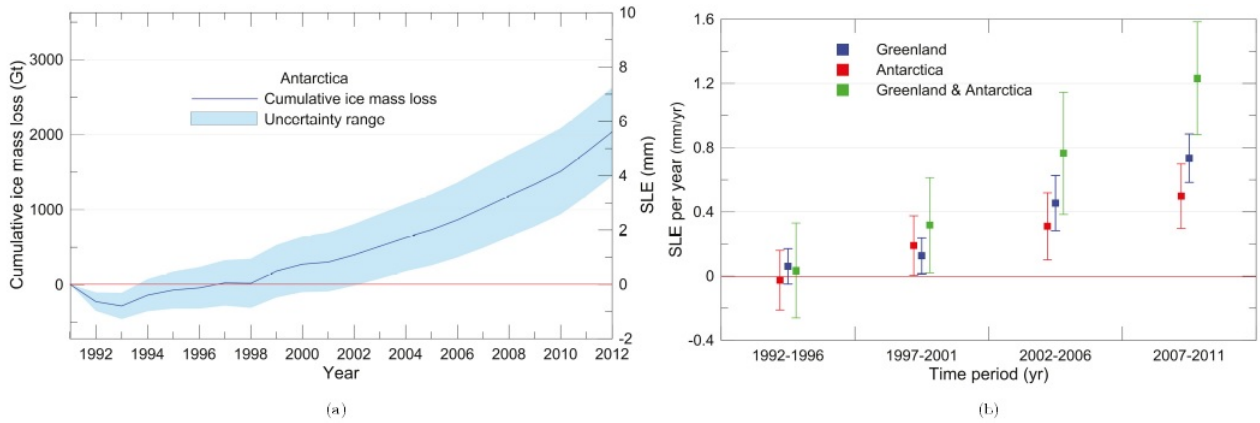


FIGURE 3 – La contribution à la hausse du niveau de la mer et perte de masse cumulées pour l'Antarctique (a) et contribution des deux calottes polaires à la hausse du niveau de la mer (b). Crédits : Stocker et al. [2013].

Pour l'Antarctique, la glace se détachant du continent pour se déverser dans la mer influe les masses d'eau déjà présentes dans l'Océan Austral, et ceci joue à la fois sur les circulations océanique et atmosphérique globales en plus de contribuer à la hausse du niveau de la mer. Cette augmentation impacte les littoraux [Nicholls and Cazenave, 2010, Cozannet et al., 2014]. L'étude des calottes polaires est donc un enjeu majeur d'un point de vue scientifique mais aussi sociétal, pour arriver à modéliser leur dynamique, quantifier leurs effets sur le climat, leurs réactions face à son réchauffement ainsi que la prédiction de leur évolution. Les processus tels que les précipitations, les vêlages d'icebergs, l'écoulement et la rhéologie de la glace, l'interaction avec le socle rocheux, le rôle du vent, la fonte de la neige et son métamorphisme ou la composition du manteau neigeux sont tous autant indispensables pour comprendre la « vie » des calottes, dont l'évolution a des impacts sur l'ensemble du globe. Par les mesures in situ des propriétés de la neige et les carottages, on contraint mieux les modèles du climat passé, présent et futur et les modèles dynamiques du continent. L'année géophysique internationale en 1957 a initié les progrès dans la connaissance des calottes polaires, mais surtout, les satellites ont permis de faire un bond en avant pour comprendre les processus sus-cités. L'imagerie optique, ou SAR (Synthetic Aperture Radar), ainsi que l'interférométrie permettent d'observer l'évolution des plates-formes de glace ou les glaciers émissaires, quantifier leur recul, la vitesse d'écoulement ou l'apparition de crevasses fragilisant leur structure [Rignot and Jacobs, 2002, Glasser and Scambos, 2008, Holt et al., 2013]. La gravimétrie étudie les variations du champ de gravité terrestre et calcule les changements de masse de la calotte Antarctique [Ramillien et al., 2006, Harig and Simons, 2015]. Le capteur satellite dont les données sont étudiées dans ce manuscrit est l'altimètre qui depuis près de 30 ans déduit la topographie des milieux polaires avec une précision de l'ordre de la dizaine de centimètres [Rémy and Parouty, 2009].

0.2 L'importance du suivi de l'Antarctique par altimétrie satellite

Les deux avantages inégalables de la télédétection sont : une couverture globale et continue. Du fait des conditions extrêmes en Antarctique, ce continent est un désert peu propice aux expéditions terrains régulières. Les satellites pallient alors cet échantillonnage spatial et temporel irrégulier des données et complètent les observations in-situ réalisées, ces dernières étant une référence de comparaison. L'altimétrie par satellite trouve ses origines en 1969 au congrès de Washington. Le principe physique est détaillé dans le chapitre 2 mais est simple : une onde radar ou laser est émise vers le sol à la verticale. La vitesse à travers les différents milieux étant connue, en mesurant le temps aller-retour de l'onde pour revenir à l'instrument, on peut alors déduire la distance entre le satellite et le sol. L'altitude du lieu considéré est alors calculée en soustrayant la distance au géoïde connue. La mesure de la puissance rétrodiffusée en fonction du temps est appelée forme d'onde et contient de nombreuses informations sur le milieu considéré. Le premier instrument appelé altimètre est embarqué sur Skylab en 1973, suivi de SeaSat en 1979 et de GeoSat en 1985, missions américaines. Depuis 1991 et le lancement de ERS1 (European Remote Sensing) par l'Europe, la totalité du Gröenland et l'Antarctique jusqu'à a minima -82° de latitude sont observées [Femenias et al., 1993, Davis, 1994, Zwally et al., 1994]. Depuis des missions comme ERS2, ENVISAT (Environmental Satellite) ou CryoSat-2 se sont succédé pour fournir leur lot d'informations grâce à leurs caractéristiques instrumentales différentes. ICESat (Ice Cloud and Land Elevation Satellite) marque le début d'exploitation de l'altimétrie laser en 2003. En matière d'altimétrie radar, les fréquences utilisées jusqu'alors sur les altimètres survolant l'Antarctique sont celles de la bande S ou la bande Ku, soit 3.2 GHz et 13.6 GHz respectivement. A chaque fréquence son lot d'avantages et d'inconvénients en matière d'altimétrie sur glace continentale. La bande S est sensible à la stratification du manteau neigeux et au taux d'accumulation notamment, la bande Ku au taux d'accumulation et à la taille des grains de neige. La pénétration de l'onde radar est inversement proportionnelle à la fréquence. En bande S elle est donc plus élevée qu'en bande Ku [Davis and Poznyak, 1993, Legresy and Remy, 1998, Arthern et al., 2001]. De plus, la topographie accidentée (pente et ondulations) fausse l'observation altimétrique et ce d'autant plus qu'on est à haute fréquence. On discerne déjà les avantages des informations comprises dans le signal mais aussi les difficultés de traitement pour discriminer chaque influence. Grâce à l'altimétrie radar ou laser, on remonte aux variations de hauteur de la calotte [Davis and Ferguson, 2004, Fricker and Padman, 2012], à l'amincissement ou l'épaississement des glaciers émissaires [Shepherd et al., 2001, Scambos et al., 2004, Flament and Rémy, 2012], à l'étude des plates-formes de glace [Zwally et al., 2002, Fricker and Padman, 2006, Brunt et al., 2010] ou encore à l'élaboration de modèles numériques de terrain [Herzfeld, 1999, Bamber et al., 2009]. Avec la synergie de plusieurs missions altimétriques radar ou laser ou de plusieurs techniques (campagnes aéroportées, gravimétrie, radiométrie) on identifie les lacs sous-glaciaires [Ridley et al., 1993, Fricker et al., 2007, Roemer et al., 2007, Smith et al., 2009, Siegert et al., 2014], on estime les paramètres de la neige [Lacroix et al., 2009, Champollion et al., 2013], le rebond post-glaciaire[Riva et al., 2009] et le bilan de masse de la calotte Antarctique qui nous renseigne sur l'équivalent de glace en eau rejeté dans les océans [Zwally et al., 2005, Wingham et al., 2006, Pritchard et al., 2010]. L'altimétrie radar ou laser permet donc

d'affiner la connaissance de la surface du continent Antarctique, comprendre sa dynamique, alimenter les différents modèles physiques (de neige, de climat, d'écoulement de la glace...), étudier l'évolution des bords de la calotte (plate-forme et glaciers émissaires), calculer les pertes et les gains de masse et estimer la contribution à la hausse du niveau de la mer. La dernière avancée en matière d'altimétrie par satellite est le lancement de la mission SARAL/AltiKa.

0.3 Les enjeux de la mission SARAL/AltiKa

SARAL, pour Satellite with ARgos and ALtiKa mais aussi signifiant « simple » en hindi, a été lancé le 25 Février 2013, sous l'initiative d'une collaboration entre le CNES (Centre National d'Etudes Spatiales) et l'ISRO (Indian Space Research Organisation). AltiKa, le nom de l'altimètre embarqué, est le premier capteur à utiliser la bande Ka, 35.75 Ghz comme fréquence d'émission de l'onde radar. Ceci implique plusieurs modifications. Les effets de la ionosphère sur la mesure sont négligeables, la résolution verticale est améliorée (0.3 mètre, auparavant 0.5 mètre) avec la bande passante de 500 MHz (320 MHz en bande Ku), la résolution spatiale (8 km de diamètre pour l'empreinte au sol, le double pour ENVISAT), et le rapport signal sur bruit sont meilleurs également ce qui permet une observation plus performante aux abords des côtes et sur les calottes polaires. L'atténuation que subit l'onde envoyée par l'altimètre due à la glace est négligeable. La pénétration dans le manteau neigeux est théoriquement plus faible, le signal provient de la sub-surface ce qui ouvre de meilleures perspectives sur l'estimation des paramètres du manteau neigeux comme la taille des grains à laquelle la bande Ka est plus sensible. L'importance de la continuité des données temporelles et spatiales a été mise en avant par [Rémy et al., 2014, 2015]. SARAL est sur la même orbite qu'ERS1, ERS2 et ENVISAT, prolongeant ainsi les données disponibles au même endroit et donnant lieu à des séries temporelles qui permettent de mesurer les variations de hauteur sur une période plus longue. Enfin, certaines difficultés de traitement existent : le changement de fréquence implique une interaction entre l'onde radar et la neige différente qu'en bandes S et Ku donc une nouvelle physique de la mesure qu'il faut comprendre. La polarisation et l'ouverture d'antenne de l'altimètre sont différentes, ce qui prohibe la comparaison directe entre deux altimètres [Remy et al., 2006, 2012]. SARAL présente donc de nouveaux avantages en matière d'observation mais également des défis sur la comparaison et la compréhension de ses données par rapport aux précédentes missions.

0.4 Objectifs et plan du manuscrit

A présent et tout au long du manuscrit, nous ferons usage de métonymie en désignant par le nom de la mission l'altimètre qui fournit les données : ERS1 pour RA (Radar Altimeter), ENVISAT pour l'altimètre RA-2, ICESat pour l'altimètre GLAS (Geoscience Laser Altimeter System) et SARAL pour AltiKa. Ce dernier étant le premier altimètre à innover en matière de fréquence d'émission, cette thèse s'inscrit dans un contexte de valorisation. Le but est de montrer son apport pour l'étude de l'Antarctique et ceci à travers plusieurs aspects. Il faut s'assurer de la cohérence des observations de SARAL tout en comprenant les différences qu'il peut y avoir avec les observations d'ENVISAT en

bande S et bande Ku. Collaboration avec le CNES et le LEGOS (Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiale), le projet PEACHI (Prototype for Expertise in Altimetry for Coastal Hydrology and Ice) porté par CLS (Collecte Localisation Satellites) offre un cadre d'étude et de prototypage dédié aux zones côtières, à l'hydrologie et à la cryosphère. Cette thèse a pu bénéficier de la dynamique de ces études en explorant plusieurs aspects liés à la thématique glace continentale : s'assurer de la continuité des données grâce au suivi temporel et spatial sur le long terme, détecter des anomalies géophysiques et/ou instrumentales potentielles et les analyser, comprendre l'interaction entre l'onde et le manteau neigeux et corriger des effets qui peuvent biaiser l'altitude mesurée. SARAL est une mission « jeune », à peine 3 ans, cette thèse valorise l'apport de cette mission pour l'étude de la calotte Antarctique à travers en premier lieu la validation des données et dans un second temps, leur analyse. Elle souligne également les différences par rapport aux missions précédentes et exploite ce que cela peut nous apprendre sur le fonctionnement de l'instrument ainsi que sur le continent. Enfin, elle explique les avantages, les limites et les perspectives que la continuation de l'exploitation de SARAL apporte pour l'étude de l'Antarctique. Après cette introduction, le chapitre 1 se penche sur la dynamique de l'Antarctique. Le chapitre 2 porte sur l'aspect technique de l'altimétrie pour comprendre la mesure sur glace continentale. Le chapitre 3 traite de la comparaison de deux missions sur l'Antarctique (ENVISAT et ICESat) pour la quantification du biais de pénétration d'ENVISAT tout en présentant une méthode transposable à SARAL. Le chapitre 4 présente la validation des données de la mission SARAL à travers la chaîne de Calibration et Validation (CalVal) qui a été implémentée au cours de cette thèse, et l'étape de sélection des données, appelée editing. Il quantifie aussi la performance de la mesure altimétrique sur glace continentale. Le chapitre 5 se concentre sur l'aspect observation et comparaison avec les altimètres précédents pour fournir une analyse des données de SARAL sur glace continentale. Enfin, les discussions, conclusions et perspectives clôtureront le corps principal du manuscrit. L'exploration de l'Antarctique ne s'arrête pas à son âge d'or au début du XXème siècle. Elle est plus que jamais d'actualité.

Welcome - Bienvenu-e-s - Bienvenido-a-s - Velkommin

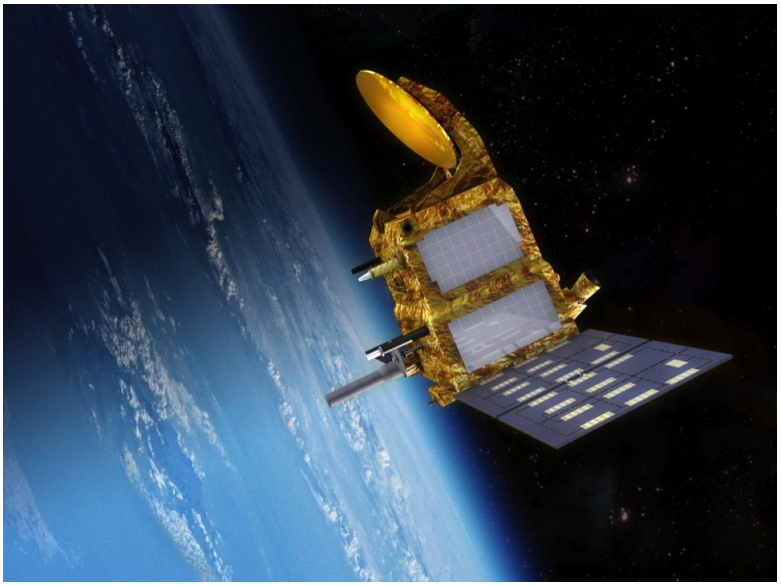


FIGURE 4 – SARAL/AltiKa (vue d'artiste), la mission et l'altimètre titres de ce manuscrit. Crédits : CNES.

Chapitre 1

L'Antarctique : contextes géographique et scientifique de la thèse

Points-clés du chapitre 1

Ce chapitre introduit le contexte géographique de la thèse. L'Antarctique est décrit d'abord d'un point de vue général sur ses caractéristiques géographiques. Dans un deuxième temps, nous rentrons dans le domaine de la glaciologie. Le suivi de la topographie notamment par altimétrie permet de contraindre les modèles dynamiques, les tester, mais aussi de comprendre les processus climatologiques, dynamiques et les mécanismes propres à une calotte polaire qui ont des échelles temporelles différentes. Les phénomènes influant la topographie sont présentés : le rôle du vent et des précipitations sur son état, le manteau neigeux dont les paramètres révèlent la dynamique locale, l'effet du socle rocheux sur la calotte et les phénomènes en abord du continent. Nous présentons quelques résultats récents issus d'études externes à cette thèse pour faire un état de l'art de l'état actuel du continent. Ces résultats sont déduits de l'analyse des données altimétriques. Sans rentrer dans les détails de l'altimétrie qui fait l'objet du chapitre 2, ce chapitre permet de se rendre compte de son intérêt pour l'étude de l'Antarctique et d'avoir une connaissance des paramètres qui vont influer sur l'analyse des données. De l'apport de masse en surface jusqu'à la perte par écoulement sur les côtes, c'est donc un aperçu de la « vie » de la calotte polaire Antarctique que ce chapitre présente et que l'altimétrie permet de connaître plus en détail.

Sommaire

1.1 L'Antarctique : caractéristiques générales, géographie . . . 12

1.2 Dynamique du continent 15

1.2.1 Introduction 15

1.2.2 Processus rapides et apport de masse 16

1.2.3 Processus très lents influant la topographie de surface 19

1.2.4 Processus lents et très lents et perte de masse 20

1.2.5 Conclusion et interêts de l'altimétrie 23

1.1 L'Antarctique : caractéristiques générales, géographie

Tout d'abord, la Figure 1.1 permet d'avoir une vue précise sur l'Antarctique. Plusieurs des lieux présentés sur cette carte seront cités tout au long de ce manuscrit comme les différentes plates-formes de glace et les terres (Dronning Maud Land, Marie Byrd) et différents lieux pourvus de stations scientifiques : Dôme Fuji, Vostok ou encore Dôme C. Cette figure constitue alors pour le lecteur un repère auquel il pourra se référer plus tard afin de situer les lieux des études. Avec 15 millions de kilomètres carrés, ce continent contient 30 millions de km^3 de glace (75% de l'eau douce mondiale). C'est le plus grand désert du monde, au sens des précipitations (environ 100 mm/an au centre et 10 fois plus sur les côtes). La température y est extrême, de moyenne -50° avec un record mesuré par le satellite Landsat de -93.2° au Dôme Argus en 2010. En hiver austral, c'est au centre qu'il fait le plus froid avec des températures au-dessous de -60°. Les côtes ont des températures plus clémentes, en été austral elles passent au-dessus de 0° et sont de l'ordre de -30° sur le plateau Antarctique (intérieur du continent). La relation entre température et précipitations est proportionnelle [Krinner et al., 2007]. Il y a donc un gain de masse. Mais de l'autre côté les glaciers côtiers accélèrent engendrant une perte de masse [Pritchard et al., 2009, Wouters et al., 2015]. Est-ce que ce gain compense les pertes, là est la question à laquelle l'altimétrie permet d'apporter des éléments de réponse. Nous reviendrons sur le gain et perte de masse plus tard. L'Antarctique est « découpée » en trois parties :

— La Péninsule Antarctique, la partie dont la surface est la moins recouverte de glace, qui se rapproche de la pointe de l'Argentine.
— L'Antarctique de l'Est ou Antarctique orientale.
— L'Antarctique de l'Ouest séparée de sa moitié orientale par les montagnes Transantarctiques qui vont de la mer de Ross à la mer de Weddel.

La Péninsule est la partie la plus chaude et la plus montagneuse du continent s'étendant sur 1300 kilomètres du Cap Adams jusqu'aux Îles Eklund. Le climat est beaucoup plus doux que sur le reste du continent, passant au-dessus des températures positives en été et de l'ordre de -20° en hiver, ce qui rend cette région plus sensible au réchauffement [Vaughan et al., 2003]. La glace s'écoule notamment vers la plate-forme de Larsen, qui a subi une rupture brutale en 2002 [Glasser and Scambos, 2008]. L'Antarctique de l'Ouest est quant à elle, la zone la plus instable du continent, son socle rocheux étant en majorité sous le niveau de la mer, ce qu'on appelle « marine ice sheet instability » [Joughin and Alley, 2011, Favier et al., 2014]. Délimitée par les chaînes Transantarctiques, la barrière de Ross et celle de Filchner-Ronne, son inlandsis représente 10% du total du continent. Il semble évident aujourd'hui que cette partie de l'Antarctique a subi une disparition totale par le passé [Overpeck et al., 2006]. L'Antarctique de l'Est semble être la partie la plus stable, avec un socle rocheux bien au-dessus du niveau de la mer à l'exception de quelques zones. L'épaisseur de glace peut y dépasser 4 kilomètres avec une moyenne de 2 kilomètres. L'albédo des calottes polaires (sans compter la glace de mer) est le plus élevé de la planète. Le rayonnement solaire est peu absorbé par le manteau neigeux mais est au contraire presque totalement réfléchi. Le bilan radiatif de l'Antarctique est défici-

taire. Ceci crée un anticyclone par alourdissement des masses d'air. Cet alourdissement crée les vents catabatiques et provoque des dépressions cycloniques expliquant la violence des vents sur le continent ainsi que le caractère tumultueux de l'Océan Austral. Enfin, l'atmosphère est sèche, l'humidité atmosphérique du continent Antarctique est 10 000 fois plus faible qu'à l'Équateur. Ce déséquilibre entre l'Équateur et les pôles régit la circulation atmosphérique générale et équilibre la machine climatique terrestre. En parlant de climat, nous ne pouvons pas ne pas dire un mot sur les archives climatiques qu'offre ce continent. Le manteau neigeux de l'Antarctique est permanent [Brucker et al., 2010, Champollion et al., 2013], c'est-à-dire que les précipitations s'accumulent sur les précédentes. Lorsque la neige tombe, celle-ci, outre les effets qu'elle peut subir en surface que nous allons voir, va s'enfoncer petit à petit et être recouverte par une autre couche de précipitations. La neige va se transformer en glace à environ 100 mètres de profondeur après plusieurs milliers d'années. Cet état permanent définit alors plusieurs couches de glace successives et d'âge croissant avec la profondeur. Grâce à l'étude des composants renfermés dans ces couches on peut estimer le climat datant de l'époque de la couche étudiée. Le meilleur moyen reste les carottages dont les plus célèbres sont celui à Dôme C avec le projet EPICA (European Project for Ice Coring in Antarctica) ou celui à Vostok [Parrenin et al., 2007, Lambert et al., 2008]. Quatre périodes inter-glaciaires ont été détectées et l'évolution en taux de CO2 et de gaz à effet de serre a pu être retracée pour le forage de Vostok. Pour le forage EPICA, on a pu remonter jusqu'à près de 800 000 ans d'archives climatiques et 8 périodes inter-glaciaires [Wolff et al., 2004, Luthi et al., 2008]. En plus d'être des archives climatiques, les carottes offrent une meilleure compréhension des écoulements de la glace en étudiant les différentes couches, validant les modèles de dynamique [Parrenin et al., 2006] auxquels peuvent être confrontés les observations altimétriques. Elles renseignent aussi sur la variabilité spatiale du taux d'accumulation [Richardson and Holmlund, 1999], directement liée à la taille des grains de neige, qui influence la mesure de l'altimètre, surtout en bande Ka, bande de fréquences de SARAL.

FIGURE 1.1 – Carte de l'Antarctique où l'on peut distinguer la partie orientale de l'Antarctique de l'occidentale séparée par la chaîne de montagnes transantarctiques avec la Péninsule qui s'allonge à l'ouest du continent. Le gris représente les plates-formes de glace, le blanc la glace continentale et le marron les parties rocheuses non glacées. Les principales terres et stations dont certaines seront citées dans le manuscrit sont montrées. Source : British Antarctic Survey.

1.2 Dynamique du continent

1.2.1 Introduction

Différents phénomènes à des échelles temporelles très différentes rentrent en jeu dans la dynamique de l'Antarctique et contribuent à connaître l'état de la calotte, que ce soit dans le passé, dans le présent ou dans le futur. La Figure 1.2 présente déjà les différents processus que la calotte subit selon leur temps de réaction face à une fluctuation climatique. Ces différents termes participent à l'équation : l'Antarctique perd-il plus qu'il ne gagne de masse ou est-il en équilibre ? Bien sûr, tout n'est pas aussi simple (et heureusement), et il faut répondre de manière locale pour avoir la vision globale de l'état d'équilibre du continent. La topographie est l'un des paramètres les plus pertinents pour l'étude de l'Antarctique, parce qu'elle est une surface libre, contenant les conditions d'écoulement de la glace mais aussi parce que ses variations traduisent l'état d'équilibre de la calotte. Bien que la topographie de l'Antarctique soit connue à grande échelle, sa surface est complexe, puisque très variable spatialement. Suivre ses variations spatiales c'est estimer les vitesses d'écoulement de la neige ou indentifier des réseaux sous-glaciaires. Suivre les variations temporelles c'est mesurer l'état de "santé" de ce continent et détecter des mécanismes locaux comme des vidanges de lacs [Flament and Rémy, 2012, Mémin et al., 2015]. L'état de la topographie n'est ni plus ni moins la conséquence des processus actuels ou passés et contient tous les mécanismes météorologiques et mécaniques à toutes les échelles spatiales, du centimétrique jusqu'au continent entier [Rémy et al., 2000]. Les précipitations, les lignes d'échouages des glaciers, les plates-formes de glace, les vents catabatiques sont parmi tant d'autres des points capitaux de la dynamique globale et locale. Nous partons des processus rapides jusqu'aux processus lents pour comprendre les sources de gain de masse et celles de perte et les processus influant la topographie. Nous finissons par le bilan de masse, qui peut être estimé par les observations altimétriques.

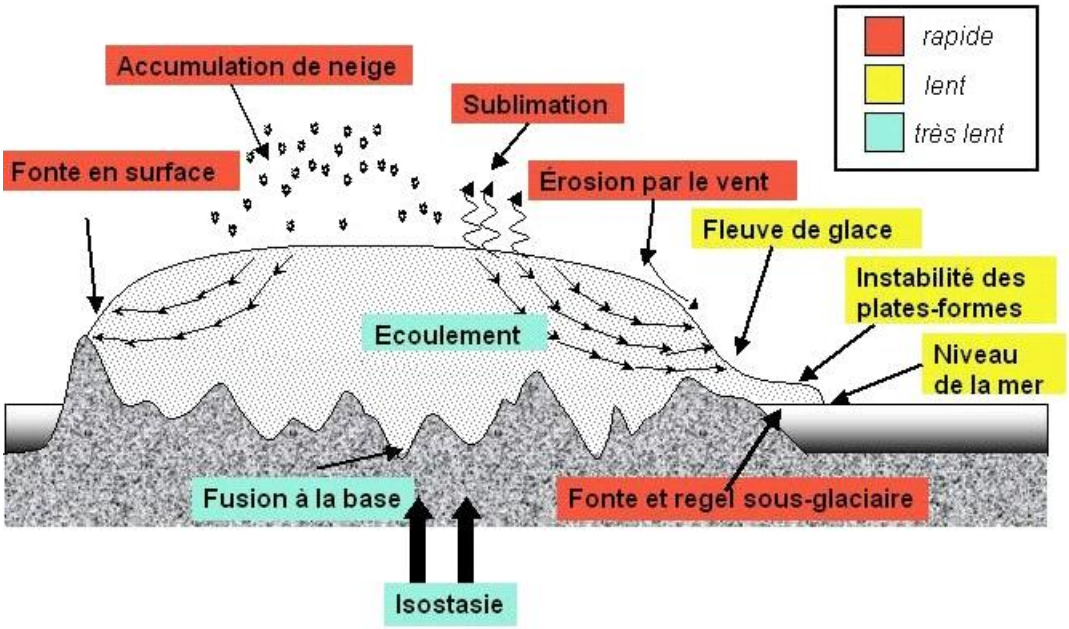


FIGURE 1.2 – Schéma des processus jouant sur la dynamique de l'Antarctique selon leur temps de réaction à une variation climatique. En rouge les processus rapides, en jaune les processus de durée intermédiaire, en bleu les processus lents. Crédits : Frédérique Rémy.

1.2.2 Processus rapides et apport de masse

Comme la Figure 1.2 l'illustre, les phénomènes dont le temps de réaction est rapide sont l'accumulation de neige, la fonte en surface, la sublimation, l'érosion par le vent et la fonte et le regel sous-glaciaire. A part pour la fonte et le regel sous-glaciaire, ces phénomènes ont lieu en surface. Les interactions entre la surface et l'atmosphère vont engendrer des changements dans la topographie, à différentes échelles spatiales [Frezzotti et al., 2002a]. Les propriétés de la surface (densité, température ou encore taille des grains) vont être différentes et l'appréhension selon la longueur d'onde du capteur va être différente également. La mesure altimétrique est donc liée de manière complexe à ces phénomènes. Les précipitations et donc l'accumulation de neige sont le seul apport de masse en surface pour le continent et ont une variabilité spatiale et temporelle. Cette accumulation est dépendante des processus jouant en surface. La surface est sculptée par le vent qui crée différentes ondulations, par redistribution ou érosion. La Figure 1.3 est une photo de sastrugi, exemple typique d'érosion de dunes formées grâce à la déposition liée à la redistribution de la neige par le vent [Goodwin, 1990, Frezzotti et al., 2002b]. Les vents catabatiques créent les sastrugi qui, en retour, permettent d'en estimer la direction [Remy et al., 1992]. Ce sont des vents qui soufflent le long des pentes descendantes, du centre jusqu'aux côtes du continent. La taille des sastrugis est variable, de l'ordre de la dizaine de centimètres mais peut dépasser le mètre [Frezzotti et al., 2002b].

FIGURE 1.3 – Photo de sastrugi en Antarctique. Crédits : Alan Light.

En plus de l'érosion, la déposition est un autre facteur important dans la formation d'ondulations. Les mégadunes en sont le parfait exemple. Elles occupent plus de 500 000 m^2 sur le continent Antarctique (voir Figure 1.4) et sont orientées perpendiculairement à la direction des vents catabatiques. Pour ce qui est de leur taille, elle est de l'ordre kilométrique avec une longueur d'onde de 4 kilomètres, 1 à 8 mètres de haut et des crêtes de 10 à 100 kilomètres de long [Scambos et al., 2012, Fahnestock et al., 2000]. Sur les hauteurs des mégadunes, des sastrugi peuvent apparaître [FURUKAWA et al., 1996] alors que dans les creux peuvent apparaître des surfaces vitrées. Non accompagnée de déposition, l'érosion seule peut sculpter la surface d'une manière bien singulière, en comptant sur l'intensité du vent catabatique dans la région. C'est le cas pour les zones de glace bleue ou surfaces vitrées (glazed surface en anglais) comme la Figure 2.9 l'illustre [Bintanja, 1999]. La Figure 1.5(a) montre une photo d'une surface vitrée tandis que la Figure 1.5(b) est la répartition connue des ces zones ; près de la plate-forme d'Amery, le long des chaînes Transantarctiques ou dans la terre de la Reine Maud [Frezzotti et al., 2002a] Ce sont des surfaces typiques d'une zone où l'accumulation de neige est très faible et où le vent est lui présent en forte intensité. La neige ne s'accumule plus à ces endroits là pendant une longue période [Frezzotti et al., 2002b].

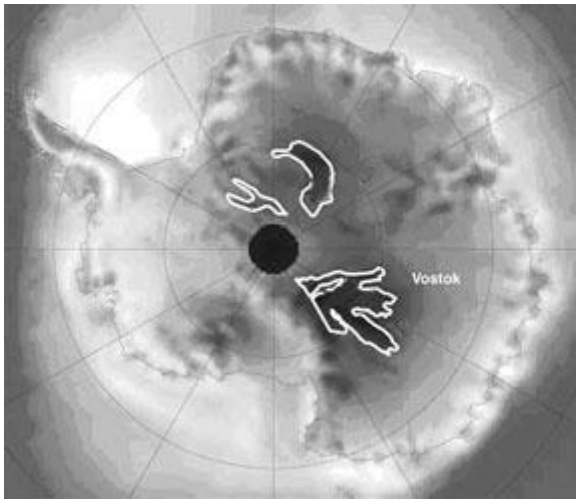


FIGURE 1.4 – Localisation des mégadunes en Antarctique. Source : NSIDC.

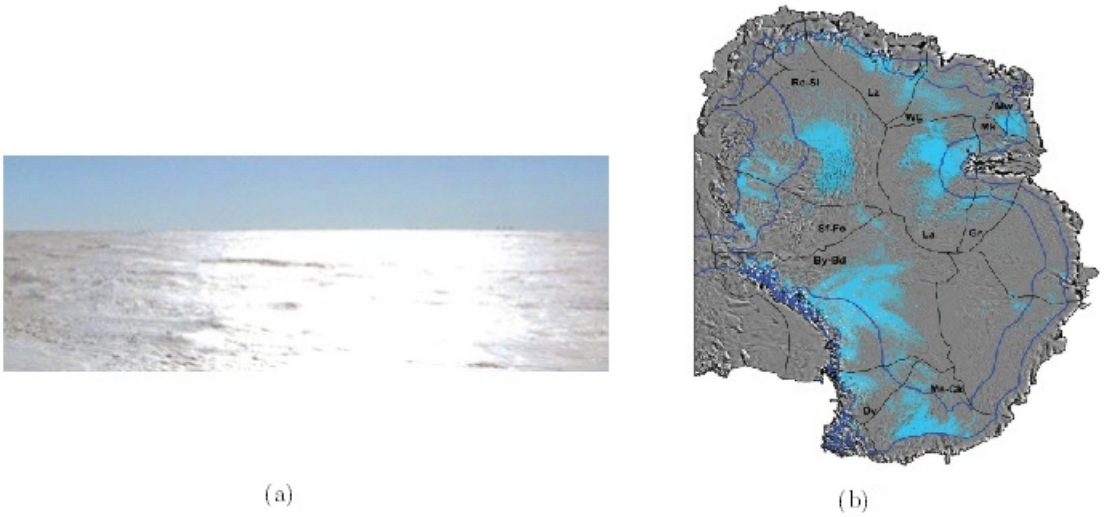


FIGURE 1.5 – Photo d'une surface vitrée en Antarctique (a), répartition sur l'Antarctique de l'Est de ces zones (b). Crédits : NSIDC et Frezzotti et al. [2002a].

Ces trois exemples d'ondulations montrent l'importance et l'influence directe du vent [Scambos et al., 2012] dans la structure surfacique. Le climat du continent est bien entendu lui aussi dépendant du vent. Une variation dans son intensité ou dans sa direction entraîne une modification des conditions climatologiques. La modification de la topographie peut aussi entraîner une accélération ou une décélération des vents. La température est un autre facteur important dans l'état de la surface [Vihma et al., 2011]. La température joue sur la fonte en surface, autre processus rapide, qui, par contre, est seulement présente à certains endroits du continent, comme sur la Péninsule et sur les côtes, [Picard et al., 2007, Trusel et al., 2012]. Comme on l'a déjà dit dans les caractéristiques générales, la température fait augmenter les précipitations, donc l'accumulation de neige.

Récemment, Picard et al. [2012] ont montré que l'augmentation des précipitations même faible, influe sur l'albédo de la surface en l'accroissant. La température va jouer sur le métamorphisme de la neige tout comme le vent. Ces paramètres peuvent intervenir pour comprendre la forme et la variabilité du signal altimétrique, comme étudié par Lacroix et al. [2008] en liant température et compaction de la neige à la variabilité saisonnière du signal altimétrique. La neige est décrite par plusieurs caractéristiques : taille des grains, humidité, température, densité, constante diélectrique due à la stratification causée par les différentes couches... Tous ces paramètres sont importants pour comprendre son métamorphisme et ainsi le climat de la zone considérée [Colbeck, 1983, Goodwin, 1990]. Le gradient de température influe sur la taille des grains en les accroissant. Le taux d'accumulation, témoin de la quantité de neige accumulée dans une couche est un des paramètres les plus pertinents pour l'étude de la dynamique de la calotte Antarctique. Il est relié à la taille des grains par la température. En effet, lorsque ce taux est faible, le gradient de température est plus important (donc la taille des grains augmente). Ce taux est dépendant des précipitations mais aussi du vent, de l'ablation, et de la fonte. Le taux d'accumulation représente alors réellement la quantité de masse que le continent Antarctique reçoit et intervient dans le bilan de masse [Bentley, 1993]. Cette grandeur est encore peu connue sur toute la globalité du continent, comme la taille des grains de neige dont les valeurs sont récoltées lors de mesures in situ [Fujita et al., 2011, Brucker et al., 2010]. Qui plus est, la taille des grains va influencer l'albédo de la surface [Wiscombe and Warren, 1980]. Les mesures de précipitations, de température ou du vent sont échantillonnées irrégulièrement, autant spatialement que temporellement, à cause de la topographie complexe du continent. Pour calculer le bilan de masse en surface, il est indispensable de mieux contraindre ces processus [Vaughan et al., 1999, Scarchilli et al., 2010]. L'observation spatiale, notamment altimétrique permet d'avancer dans une connaissance meilleure de ces processus par le suivi de la topographie et la sensibilité du signal altimétrique aux paramètres du manteau neigeux [Rémy and Parouty, 2009, Remy et al., 2006].

1.2.3 Processus très lents influant la topographie de surface

Le socle rocheux joue sur la forme globale de la calotte polaire par le phénomène d'isostasie. Lorsqu'une masse tombe sur un autre matériau, celui-ci va s'enfoncer et il faut un soutien en-dessous pour « contrer » l'enfoncement et donc revenir à l'état d'équilibre appelé isostasie. Pour l'Antarctique, la masse prise par la calotte, notamment lors de sa formation fait enfoncer la croûte terrestre. Ce processus pour retourner à l'état d'équilibre appelé ajustement isostasique prend des milliers d'années et affecte donc la forme de la calotte. A ce jour, le rebond post-glaciaire reste un paramètre important pour comprendre le mouvement des masses sur le continent et estimer donc son bilan de masse [Peltier, 2001, IVINS and JAMES, 2005]. Des mesures GPS ou encore l'altimétrie laser couplés à des modèles numériques permettent de mieux étudier cet effet et de l'intégrer aux modèles de dynamique [Slobbe et al., 2008, 2009, Riva et al., 2009, Whitehouse et al., 2012, Gunter et al., 2014]. Le socle rocheux joue aussi sur la topographie de surface, son frottement avec la glace et la vitesse d'écoulement de celle-ci provoquent un glissement basal et influent le relief de la surface créant des structures longitudinales [Castelnau, 1996, Gudmundsson et al., 1998, Glasser et al., 2015]. Enfin, le flux géothermique agit sur la calotte, faisant monter la température jusqu'au point de fusion de la glace, provoquant une fusion à la

base. Ce phénomène est surtout présent en Antarctique de l'Ouest [Pattyn, 2010, Bell et al., 2011].

1.2.4 Processus lents et très lents et perte de masse

La fonte intervient dans la perte de masse, mais ce n'est pas le phénomène majoritaire, qui est l'écoulement. Le flux sortant se passe principalement sur les bords du continent à travers les glaciers et les plates-formes. Les glaciers sont des importants bassins de drainage pour la glace, appelés alors glaciers émissaires. La connaissance de l'écoulement de la glace et de sa vitesse est indispensable pour connaître le flux sortant et la dynamique. La connaissance de la dynamique permet d'aider à la datation des carottages mais aussi bien sûr suivre et prédire l'évolution de la calotte et des glaciers ainsi que la paléoclimatologie [Ritz et al., 2001, Rignot et al., 2011a]. L'imagerie optique permet de détecter des fleuves de glace et le suivi de la topographie par altimétrie permet de tester les modèles d'écoulement et de remonter à la rhéologie de la glace ainsi qu'estimer la vitesse d'écoulement d'un fleuve ou d'un chenal de glace. En effet, deux fleuves similaires dans leurs conditions peuvent drainer la glace plus ou moins rapidement, dans ce cas l'un sera plus épais que l'autre. La glace s'écoule dans la direction de la plus grande pente et est incompressible (le volume de glace sortant est égal à celui entrant en ajoutant les taux d'accumulation de neige). Grâce à ce principe, on peut estimer le débit qu'il faut pour évacuer la glace (en prenant en compte la neige accumulée également). Cette vitesse est variable spatialement : de moins d'un mètre par an au centre jusqu'à des centaines de mètres sur les côtes (Figure 1.6(a)). C'est la vitesse stationnaire, c'est-à-dire la vitesse d'écoulement si la calotte est en état d'équilibre en supposant le taux d'accumulation et l'épaisseur de glace connus [Rémy and Parouty, 2009]. Pour connaître la vitesse réelle en surface, l'interférométrie est notamment utilisée. La Figure 1.6(b) illustre la vitesse d'écoulement en surface [Rignot et al., 2011b]. Sur les deux cartes, la vitesse d'écoulement est très faible à l'intérieur du continent mais élevée sur les côtes, au niveau des plates-formes. Les bords de la calotte sont plus sensibles aux variations climatiques par les interactions avec l'océan et les conditions climatiques plus clémentes qu'au centre. Depuis quelques années, une accélération sur certains glaciers a été constatée ainsi qu'un recul inquiétant pour certains, résultats provenant de l'analyse des données altimétriques radar ou laser. La mer d'Amundsen est la région où la perte de masse est la plus rapide puisque les pertes dynamiques par l'accélération ont triplé en 10 ans [Flament and Rémy, 2012]. Les glaciers de cette région ont perdu 102 ± 10 gigatonnes/an sur la période 2003-2011 [Sutterley et al., 2014] et l'Antarctique occidentale deviendrait de plus en plus instable jusqu'à atteindre un point de non-retour selon deux études alarmistes de 2014 [Rignot et al., 2014, Joughin et al., 2014]. La Figure 1.7 illustre l'accélération de perte des glaciers du secteur Amundsen sur douze ans de 1996 à 2008. On se rend nettement compte de l'accélération puisque certains glaciers sont à une vitesse d'écoulement de 1 km/an.

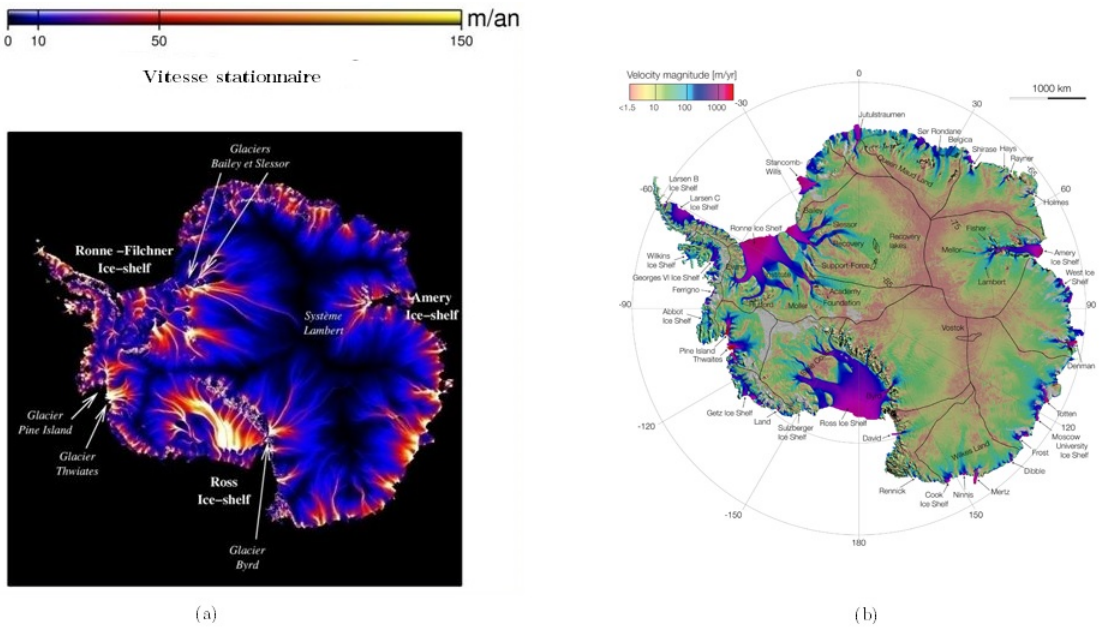


FIGURE 1.6 – Vitesse stationnaire (balance velocity) du continent (a). Vitesse d'écoulement de la glace en surface, où on voit bien le rôle des glaciers et des plates-formes dans le flux sortant, déduite des données interférométriques (b). Crédits : Rémy and Parouty [2009], Rignot et al. [2011b].

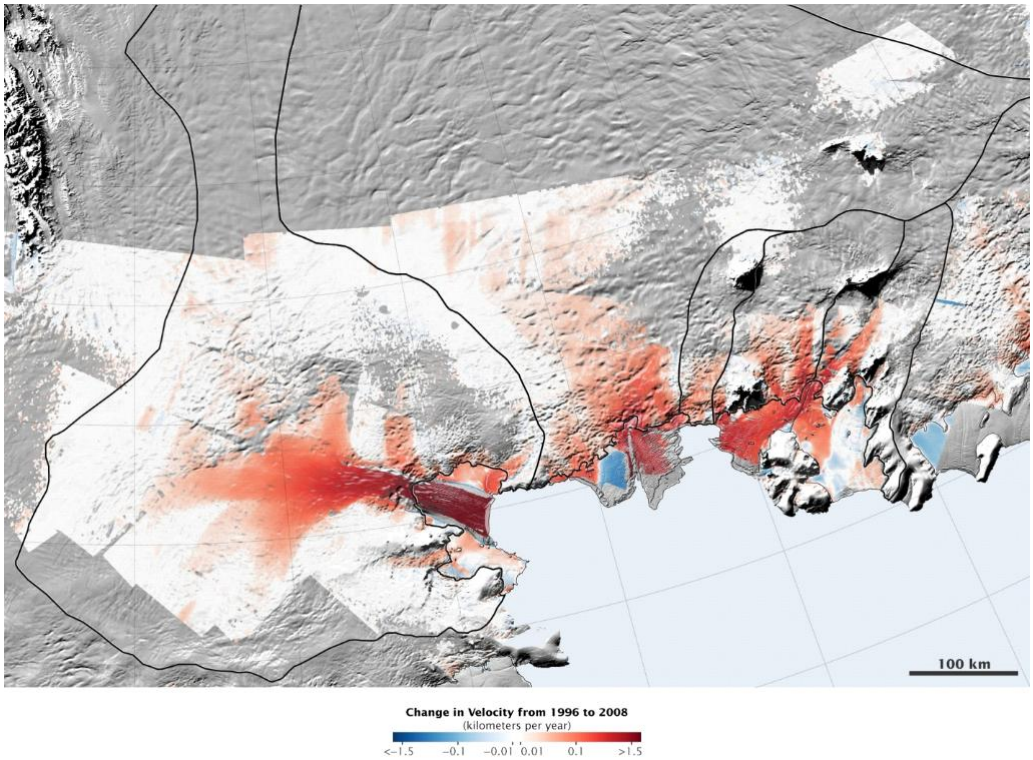


FIGURE 1.7 – Evolution de la vitesse d'écoulement des glaciers de la mer d'Amundsen sur douze ans, dans l'Antarctique de l'Ouest. Crédits : Rignot et al. [2014].

Lorsque la glace rattachée au continent n'est plus soutenue par le socle rocheux mais flotte sur l'océan, on appelle ces formations de glace des plates-formes. Si la glace s'avance sur l'océan sur plusieurs kilomètres, cela forme une langue de glace, comme celles du glacier Mertz, Erebus et Drygalski qui ont subi des collisions avec des icebergs, conduisant à des dislocations [MacAyeal et al., 2008, Lescarmontier et al., 2012, Stevens et al., 2013]. Le Brocq et al. [2013] ont découvert des chenaux s'étendant sur des centaines de kilomètres sous la surface de la plate-forme de Filchner-Ronne à 250 mètres de profondeur grâce à l'imagerie optique et des campagnes d'altimétrie radar aéroportées. Ils ont été détectés grâce aux différences de hauteur dues au creusement provoqué par l'existence de ces canaux. Ces chenaux seraient issus de l'eau fondue du glacier auquel est rattachée la plate-forme et permettent de mieux modéliser l'écoulement de la glace. La plate-forme de Larsen, sur la Péninsule Antarctique a subi trois dislocations successives en 2002 comme l'en atteste la Figure 1.8 qui représente aussi la couverture du SAR (Synthetic Aperture Radar) d'ENVISAT montrant l'utilité de l'observation satellite pouvant suivre le vêlage dans son ensemble. Ce vêlage modifiant bien sûr la masse et la forme du continent [Rott et al., 1998, Shepherd et al., 2003, Scambos et al., 2004]. A première vue, une perte au niveau d'une plate-forme n'influence pas le niveau de la mer car elle flotte déjà. Mais il est admis maintenant que les plates-formes ralentissent l'écoulement des glaciers en amont [Shuman et al., 2011]. La dislocation d'une plate-forme peut entraîner une libération des bassins de drainage en amont et participer donc à l'amincissement des glaciers [Glasser and Scambos, 2008, Pritchard et al., 2009, Jansen et al., 2015].

La Péninsule Antarctique a fait l'objet d'une étude sur l'accélération des glaciers au nord, qui s'ajoute aux études sur la côte d'Amundsen avec une perte estimée de 24.9 ± 7.8 millards de tonnes par an [Scambos et al., 2014, McMillan et al., 2014]. L'accélération des glaciers côtiers semble donc être plus rapide que prévu à certains endroits, surtout pour la Péninsule. Néanmoins, l'Antarctique de l'Est n'est pas en reste (si on peut le dire comme ça), puisque le glacier de Totten fond rapidement et draîne un bassin dont la glace équivaut à au moins 3.5 mètres de hausse du niveau de la mer s'il fondait totalement [Pritchard et al., 2012, Flament and Rémy, 2012, Khazendar et al., 2013, Greenbaum et al., 2015]. Grâce à des mesures gravimétriques et altimétriques (laser et radar), il est apparu que de l'eau tempérée érode la plate-forme du glacier Totten [Greenbaum et al., 2015]. Outre l'érosion, la fonte et le regel sous-glaciaire jouent aussi. Les processus océanographiques et glaciologiques sont donc fortement liés dans une boucle de rétroaction [Bindoff and McDougall, 2000, Shepherd et al., 2004].

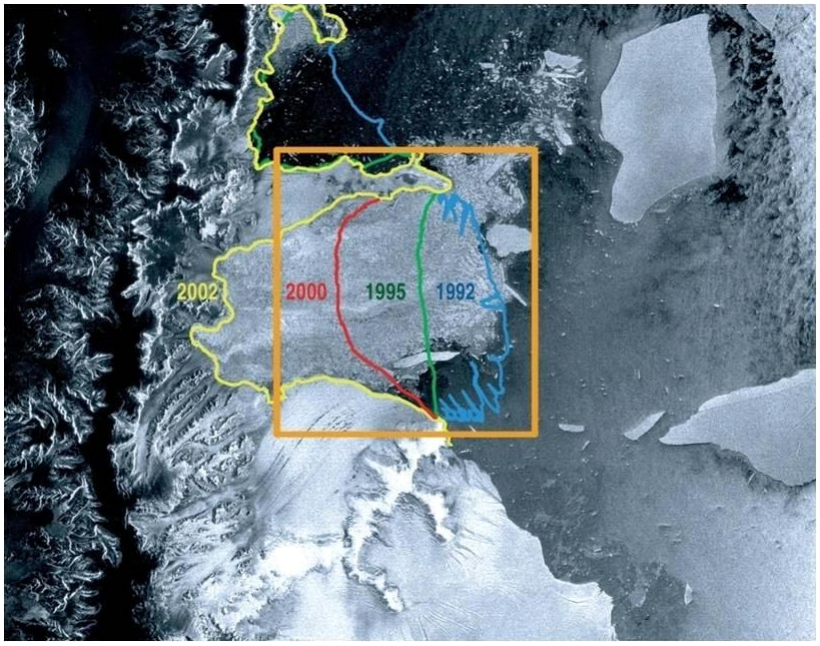


FIGURE 1.8 – Suivi des différents détachements sur la plate-forme de Larsen jusqu'au décrochage du Larsen B en 2002. Le carré orange représente la couverture SAR d'ENVISAT qui offre une couverture de 400 km^2. Crédits : ESA.

1.2.5 Conclusion et interêts de l'altimétrie

Par le suivi de la topographie localement sur plusieurs années on peut identifier les zones d'amincissement et d'épaississement et connaître la balance entre les deux [Flament and Rémy, 2012]. L'altimétrie est l'un des outils les plus performants actuellement pour estimer cette quantité de masse perdue ou gagnée. Il existe deux autres méthodes pour estimer le bilan de masse : la méthode du bilan entrée-sortie et la gravimétrie qui est fortement sensible à l'estimation du rebond post-glaciaire (la modélisation de ce phénomène est complexe). La Figure 1.9 illustre la variation de hauteur mesurée par l'altimètre d'ENVISAT sur toute sa durée d'exploitation (sur orbite fixe). Les zones en bleues sont

les zones d'amincissement et les zones en rouge celles d'épaississement. On retrouve les résultats déjà cités par les études précédentes sur la Péninsule, l'Antarctique de l'Ouest et le glacier Totten. Les modèles intègrent les observations altimétriques pour mieux comprendre l'évolution de la glace sur la calotte. Les comparaisons modèles avec les mesures in-situ et les observations altimétriques permettent une meilleure approche de la dynamique de l'Antarctique. L'altimétrie par sa couverture quasi globale et son suivi régulier offre une base de mesures conséquente pour détecter les changements de hauteur ainsi que pour récolter des informations sur les propriétés de la surface. A partir de la variation de hauteur, on peut aboutir à l'estimation du bilan de masse mais il faut alors convertir un bilan de volume en prenant en compte la densité de la neige par rapport à celle de la glace, la densité étant un paramètre non constant et complexe à connaître sur la totalité du continent. A cette limite s'ajoutent les erreurs de mesure que contient le signal altimétrique et entraînent alors des écarts-type encore élevés. Passons par conséquent au chapitre suivant pour l'aspect technique d'un altimètre et rentrer plus en détails sur les effets entraînant des sources d'imprécision.

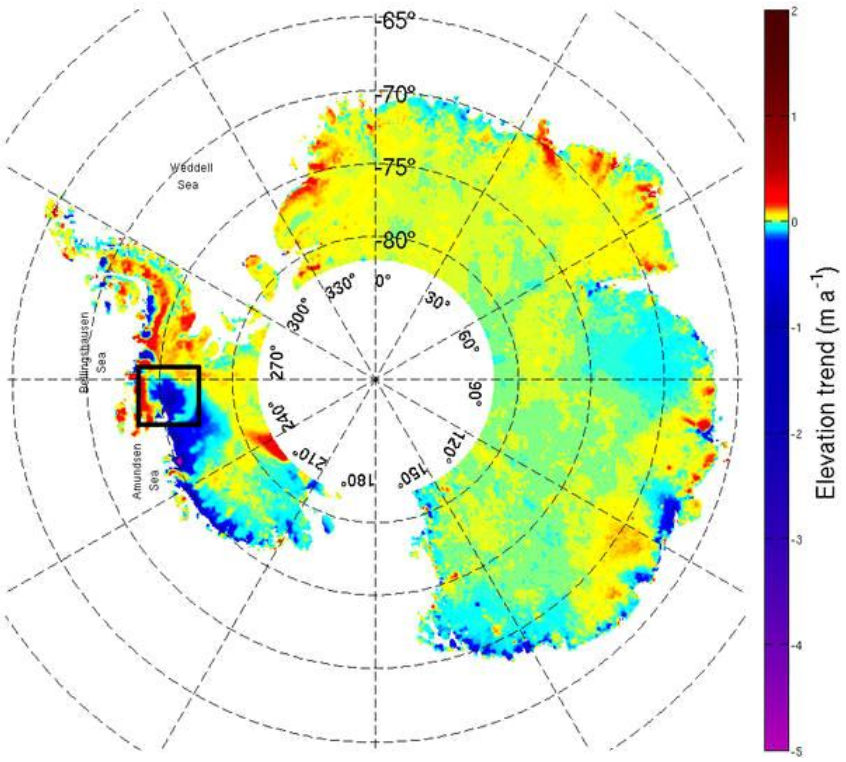


FIGURE 1.9 – Variation de la hauteur en m/an pour la surface de l'Antarctique. Le carré noir délimite la zone du Pine Island Glacier, sujet à une accélération ces dernières années. Crédits : Flament and Rémy [2012].

Chapitre 2

Altimétrie : aspect technique, spécificités sur glace continentale, missions passées et présentes

Points-clés du chapitre 2

Après le contexte géographique, passons à l'aspect technique de l'altimètre, radar et laser. Nous voyons dans ce chapitre comment déterminer la hauteur de glace en partant du signal émis jusqu'au signal reçu. Nous abordons l'émission du signal et donnons le principe qui permet d'obtenir la distance entre le satellite et le sol. Nous recensons les termes à retrancher à cette distance pour calculer la hauteur de glace que ce soit pour l'altimétrie radar ou l'altimétrie laser. Puis nous distinguons altimétrie radar et altimétrie laser pour rentrer dans les détails sur le signal retour enregistré par l'altimètre. Ce signal, reçu appelé forme d'onde, permet, à travers l'étape de retracking, d'estimer des paramètres renseignant sur la surface étudiée ainsi que la distance altimétrique. Nous voyons alors les spécificités de l'altimétrie radar sur glace continentale pour laquelle l'état de la topographie influence la forme d'onde et l'estimation des paramètres par l'algorithme de retracking. Pour l'altimétrie laser, nous reprenons le même schéma pour parler de la forme d'onde, de l'algorithme de retracking et notons les différences avec l'altimétrie radar. Enfin, des missions dont les données ont été traitées pour étudier la glace continentale Antarctique sont présentées, qu'elles utilisent l'altimétrie radar comme ERS, ENVISAT, Cryosat-2 ou SARAL ou l'altimétrie laser avec ICESat.

Sommaire

2.1 Distance altimétrique et orbitographie **29**
2.1.1 Principe 29
2.1.2 Signal altimétrique émis et distance altimétrique 29
2.1.3 Corrections sur la propagation de l'onde et sur les marées . . . 31
2.2 Altimétrie radar sur glace continentale **32**
2.2.1 Signal altimétrique reçu et distance mesurée 32
2.2.2 Tracker et forme d'onde 33
2.2.3 Algorithme de retracking 34
2.2.4 Sources de biais dans l'analyse de la forme d'onde 35
2.2.5 Corrections « géo » et « écho » pour le traitement des séries temporelles altimétriques radar 38
2.3 Altimétrie laser sur glace continentale : différences avec l'altimétrie radar **39**
2.4 Missions passées et actuelles pour l'étude de l'Antarctique **40**
2.4.1 ERS1 et ERS2 41
2.4.2 ENVISAT 43
2.4.3 CryoSat-2 43
2.4.4 SARAL 44
2.4.5 L'altimétrie laser : ICESat 44

2.1 Distance altimétrique et orbitographie

2.1.1 Principe

L'altimétrie radar ou laser repose sur la formule simple reliant la vitesse au temps et à la distance. La célérité de l'onde, c'est-à-dire la vitesse de la lumière, est connue et le temps aller-retour est mesuré. Il reste donc à déduire la distance parcourue par l'onde et la diviser par deux pour prendre en compte l'aller-retour, ce qui donne la formule :

$$Distance_altimétrique = \frac{c \times t}{2} \tag{2.1}$$

Où c est la célérité de l'onde et t le temps que met l'onde pour parcourir la distance altimétrique aller et retour. Avant de pouvoir déterminer la distance qui sépare le satellite de la surface, il faut connaître précisément la position du satellite sur son orbite : c'est l'orbitographie. La vitesse du satellite sur son orbite est mesurée, la modélisation de sa trajectoire est réalisée ainsi que sa position par rapport à des stations de référence. Trois techniques sont utilisées principalement : DORIS (Détermination d'Orbite et Radiopositionnement Intégrés par Satellite), SLR (Satellite Laser Ranging) et des satellites GPS (Global Positioning System). La position du satellite est calculée par rapport à l'ellipsoïde de référence, qui représente la meilleure approximation de la forme de la Terre. C'est l'ellipsoïde WGS84 qui est utilisé sur ENVISAT et SARAL. ICESat utilise l'ellipsoïde EGM96.

2.1.2 Signal altimétrique émis et distance altimétrique

Les altimètres radar conventionnels que l'on utilise dans ce manuscrit utilisent la compression d'impulsion, ils émettent des impulsions modulées en fréquence, des « chirps ». La fréquence augmente au cours du temps (allant vers l'aigu comme un chant d'oiseau, d'où son nom). La Figure 2.1 représente un chirp sinusoïdal simulé. Cette technique améliore la résolution en distance. Cela revient à envoyer une impulsion de période T, autour d'une fréquence principale (celle dont on parle pour caractériser les altimètres), avec une bande passante en fréquence appelée B. Les valeurs numériques de ces paramètres diffèrent selon la mission altimétrique. Pour ENVISAT, T vaut 20 microsecondes, en Ku la fréquence principale est de 13.575 GHz et B est de 320 MHz. La fréquence varie donc de manière linéaire entre 13.425 et 13.735 GHz tout au long de la durée de l'impulsion. La résolution en distance est de $\frac{c}{2\Delta f}$. Un filtre adaptatif est mis en oeuvre pour augmenter le rapport signal sur bruit.

A titre d'illustration, la Figure 2.2 est le schéma explicatif sur tous les processus à prendre en compte pour retrouver la distance entre le satellite et le sol. Le principe est le même sur terre ou sur la glace continentale. La distance altimétrique est la mesure qui sert à calculer l'altitude du satellite par rapport à l'ellipsoïde de référence. Le niveau de la mer est calculé pour les océans, sur glace continentale c'est la topographie du manteau neigeux qui nous intéresse, que nous appellerons plus communément tout au long du manuscrit la hauteur de glace.

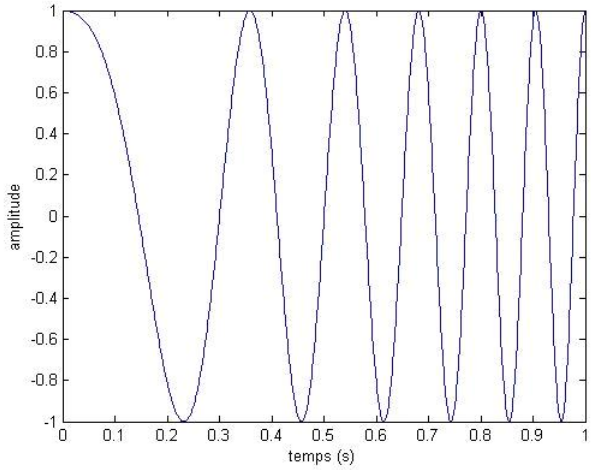


FIGURE 2.1 – Schéma d'un chirp sinusoïdal, la fréquence augmente au cours du temps.

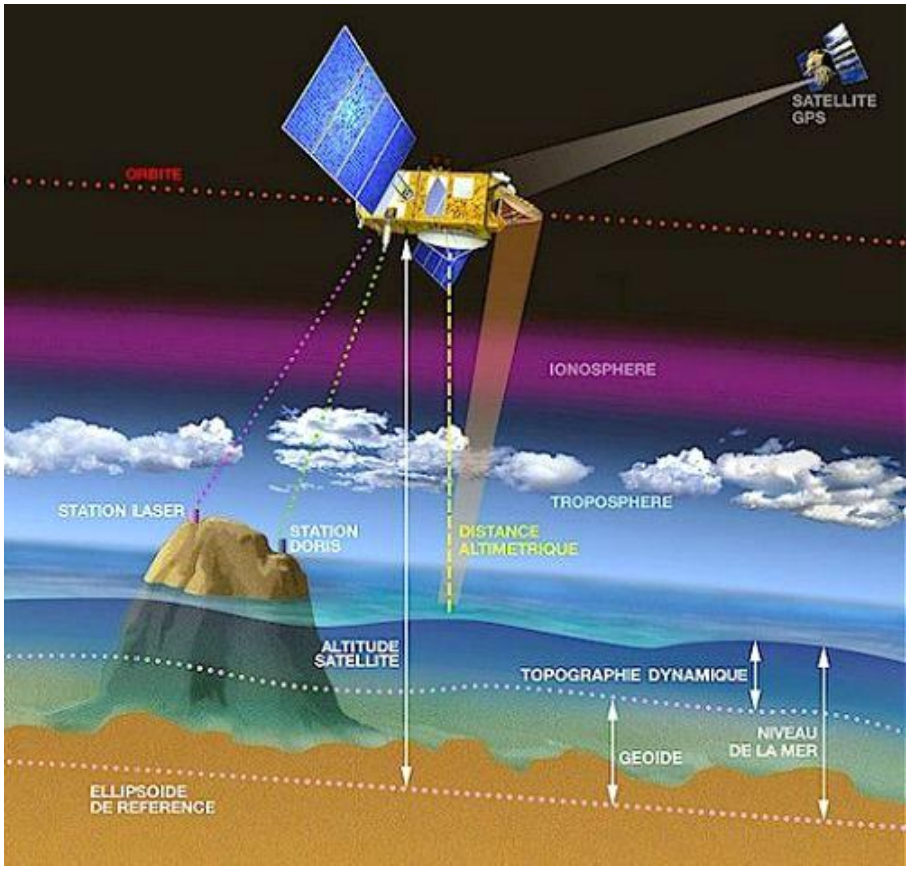


FIGURE 2.2 – Schéma sur le fonctionnement général de l'altimétrie par satellite qui regroupe les termes explicités dans ce chapitre. Crédits : Aviso.

2.1.3 Corrections sur la propagation de l'onde et sur les marées

L'impulsion subit des variations qui provoquent des biais sur l'estimation de la distance altimétrique et qui peuvent être corrigés. Ces erreurs sont de l'ordre instrumental ou environnemental :

— Corrections instrumentales pour l'altimétrie radar : dues au fonctionnement interne de l'instrument, ce sont par exemple : l'oscillateur ultra stable, l'effet Doppler, le dépointage, et la calibration interne. Elles « corrigent de la dérive de datation des horloges internes, du temps de trajet du signal dans le circuit d'émission, de la distance radiale entre le centre de gravité de l'altimètre et le centre de l'antenne ainsi que de l'effet Doppler causé par la vitesse radiale du satellite sur son orbite lors de l'émission de l'onde » [Ollivier, 2006]. Pour l'altimétrie laser des erreurs d'orbite ou de pointage sont source d'erreur et peuvent être corrigées [Luthcke et al., 2005].

— Corrections atmosphériques : elles sont principalement dues à la vitesse de l'onde qui varie selon la couche de l'atmosphère traversée. A noter également que l'amplitude de la correction dépend aussi de la fréquence utilisée par l'altimètre. En effet, l'influence de la ionosphère sur la vitesse de l'onde est négligeable en bande Ka par rapport à la bande Ku, car fonction de l'inverse du carré de la fréquence. La troposphère sèche (les molécules de gaz ralentissent), la troposphère humide (à cause de la vapeur d'eau contenue) et l'ionosphère (les électrons) sont les corrections principales. La Figure 2.3(a,b) représente l'histogramme de la troposphère humide sur glace continentale (a), et celui de la troposphère sèche (b). Sur l'Antarctique, la correction troposphère humide est estimée par les modèles météorologiques, notamment celui d'EMCWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts). Pour l'altimétrie laser dont la fréquence d'émission est 10^6 fois plus élevée que pour l'altimétrie radar, le retard dû à la traversée de la couche ionosphérique est inexistant, il n'y a donc pas de correction de propagation à travers la ionosphère.

— Corrections dues aux marées : les marées entraînent des mouvements et sont d'origine terrestre (mouvements de la croûte terrestre), polaire (mouvement de l'axe de rotation de la Terre) ou océanique (mouvement des masses d'eau sous l'effet de la gravité exercée par la Lune et le Soleil). Sur le continent Antarctique reposant sur socle rocheux, la marée océanique est négligeable et non définie. L'effet de charge est utilisé sur le continent. Néanmoins, la correction sur la marée océanique est nécessaire seulement sur les plates-formes car ces dernières flottent sur l'eau. Le chapitre 4 présente l'apport d'une correction de marée océanique pour le calcul de la hauteur de glace.

Au final, la formule de la hauteur de glace peut être explicitée comme étant :

$$\begin{aligned} Hauteur_de_glace = & Altitude_satellite - distance_altimétrique \\ & - correction_sur_la_troposphere_sèche \\ & - correction_sur_la_troposphère_humide \\ & - correction_sur_la_ionosphère \\ & - correction_sur_la_marée_polaire \\ & - correction_sur_la_marée_terrestre \\ & - correction_sur_la_marée_oceanique \end{aligned} \tag{2.2}$$

Avec $correction_sur_la_marée_océanique = effet_de_charge + marée_océanique$ si on se situe sur une plate-forme ou effet de charge seul sur le reste du continent. Cette formule est valable pour l'altimétrie radar, il suffit d'enlever le terme relatif à la correction sur l'ionosphère pour obtenir la formule pour l'altimétrie laser.

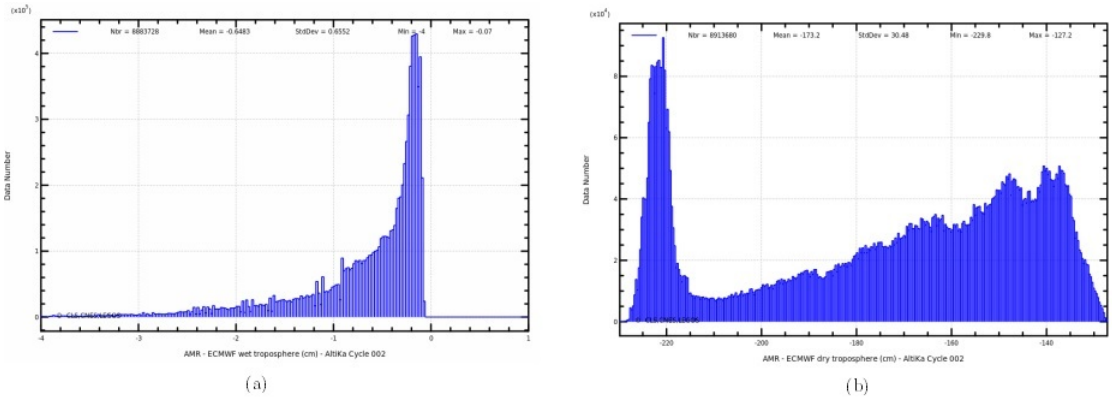


FIGURE 2.3 – Histogramme de la troposphère humide estimée par le modèle ECMWF sur l'Antarctique (a). Histogramme de la troposphère sèche sur l'Antarctique (b).

2.2 Altimétrie radar sur glace continentale

2.2.1 Signal altimétrique reçu et distance mesurée

Dans le cas d'une surface plane, la modélisation de l'interaction entre l'écho radar et le sol et la mesure de la puissance rétrodiffusée par l'altimètre peuvent s'expliquer de la manière suivante, illustrée par la Figure 2.4(a). Le signal transmis au nadir (direction verticale) est réfléchi dans plusieurs directions et va être réceptionné par l'altimètre. Pour déterminer le signal retour, il est multiplié par une réplique du signal émis, mais avec une fréquence centrale différente, ce qui permet de calculer le délai. En pratique, l'onde radar émise ne peut pas être directive, c'est donc un cône qui encadre une portion de la surface. La puissance à l'intérieur de ce cône n'est pas uniforme. L'ouverture d'antenne est l'angle au sommet du cône pour lequel la puissance est atténuée de 3 dB par rapport à la puissance maximale qui est au centre. On se retrouve donc avec une surface au

sol définie par l'empreinte au sol, dépendante des caractéristiques de l'altimètre. Plus l'empreinte au sol est petite, plus la mesure sera contrainte à une surface petite et plus la mesure sera précise. L'énergie retour correspond alors aux réflexions comprises dans cette empreinte. En altimétrie radar, cette empreinte fait plusieurs kilomètres de large. Au début de la réception de l'écho retour, le niveau de puissance n'est pas nul, dû au bruit thermique (agitation des électrons), quand le cône commence à « toucher » la surface, c'est la portion de puissance maximale qui interagit en premier lieu. Il y a donc un retour d'énergie fort (néanmoins moins puissant qu'à l'aller, ceci dû à la dispersion et l'absorption). Plus le cône interagit avec la surface, plus l'énergie augmente au cours du temps jusqu'à atteindre un point maximal, lorsque ce sont seulement les bords, moins énergiques qui participent à l'interaction onde/milieu. La puissance décroit alors, jusqu'à revenir au niveau nominal d'énergie défini par le bruit thermique. Dans le cas où la surface n'est pas lisse mais rugueuse comme l'illustre la Figure 2.4(b), l'interaction agit différemment. L'énergie retour ne vient pas d'une surface réfléchissante unique, mais de la contribution de nombreuses facettes qui diffusent le signal, l'énergie totale réfléchie est donc diminuée dans la direction d'émission. Sur glace continentale, les aspérités ne sont pas statistiquement gaussiennes comme pour des vagues. Les sastrugis, les mégadunes, ou l'effet de pente agissent différemment sur le signal altimétrique, ce que nous allons voir.

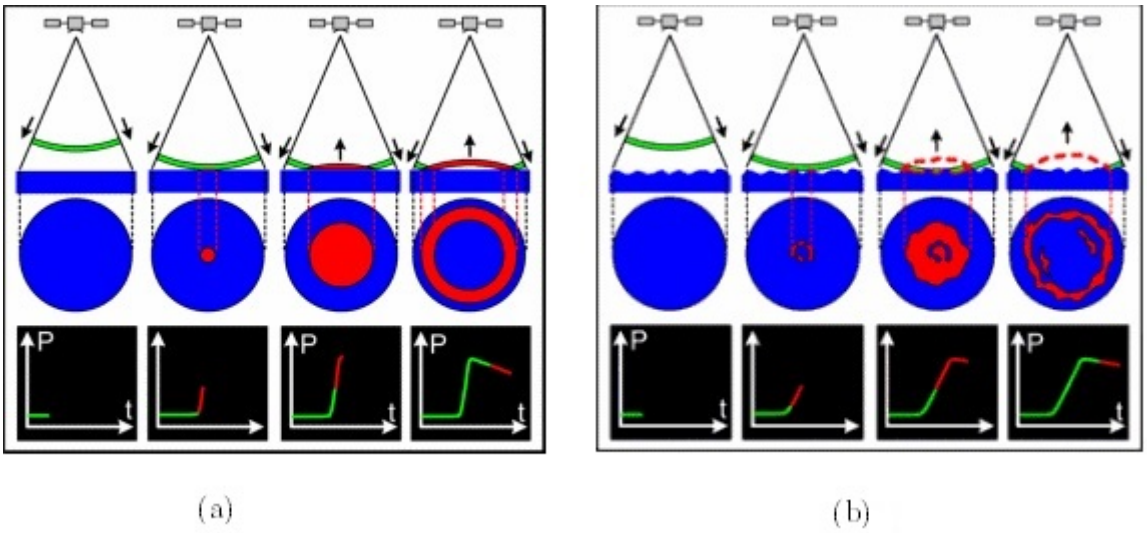


FIGURE 2.4 – Schéma explicatif de l'interaction onde radar-surface sur une surface plane et homogène (a) – sur une surface contenant des aspérités et donc hétérogène (b). Crédits : Aviso

2.2.2 Tracker et forme d'onde

Le signal reçu par l'altimètre est enregistré selon le temps avec des bins de la même longueur de l'impulsion émise. Cela revient à créer une fenêtre d'analyse autour du point correspondant à la surface moyenne. Pour ne pas « décrocher » de la surface « sondée » par le radar, l'altimètre comporte un système appelé tracker, soit une boucle de poursuite permettant de garder le signal reçu centré dans une fenêtre d'étude. Au final,

une centaine d'échos sont moyennés afin de réduire le bruit de speckle. Le signal altimétrique à l'issue de ces traitements est appelé forme d'onde. La Figure 2.5(a) montre une forme d'onde obtenue sur l'Antarctique par SARAL. On l'appelle forme d'onde brownienne car conforme au modèle de Brown, modèle mathématique décrivant l'interaction entre une surface plane de rugosité gaussienne et une impulsion gaussienne [Brown, 1977, Hayne, 1980]. Selon les caractéristiques de la surface, la forme d'onde n'est pas forcément conforme au modèle de Brown, comme par exemple la forme d'onde montrée sur la Figure 2.5(b). Dans le chapitre 4, nous verrons comment nous pouvons exploiter le type des formes d'ondes selon leur forme géométrique afin de sélectionner en sortie des mesures avec une haute précision.

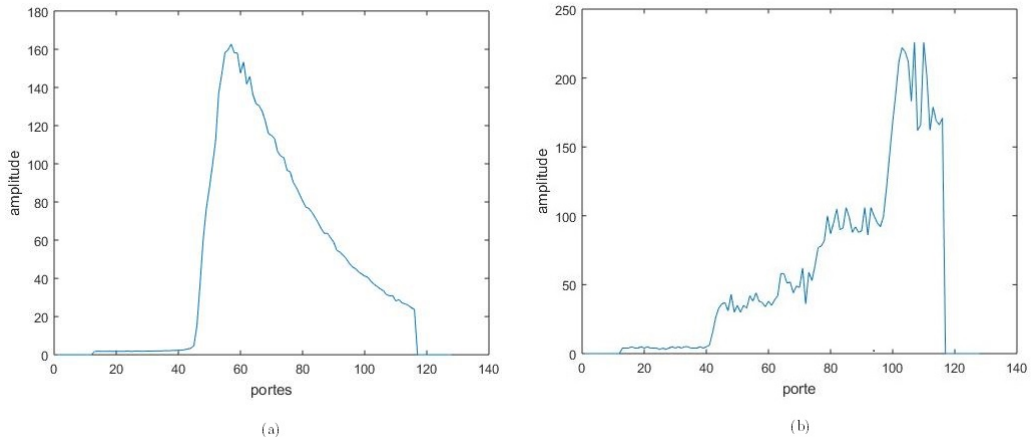


FIGURE 2.5 – Forme d'onde mesurées par SARAL conforme au modèle de Brown (a) non-brownienne (b).

2.2.3 Algorithme de retracking

Une fois la forme d'onde obtenue, des paramètres pertinents et la distance altimétrique en sont extraits par l'algorithme de retracking. Un algorithme de retracking est basé sur un modèle mathématique comme celui de Brown mais peut aussi être basé sur la géométrie de la forme d'onde comme les algorithmes ICE-1 et SeaIce [BAMBER, 1994, LAXON, 1994]. ICE-1 utilise la méthode OCOG (Offset Center of Gravity) pour calculer le centre de gravité au sein d'une boîte rectangulaire encadrant la forme d'onde [Wingham et al., 1986]. Pour plus d'informations sur les algorithmes de retracking, le lecteur peut se référer à l'Annexe A. Dans le cas d'un modèle physique, il s'agit d'estimer les paramètres minimisant l'écart à ce modèle. L'hypothèse majeure stipule que la forme d'onde est conforme à ce modèle ce qui n'est pas toujours vérifié. Dans ce manuscrit, on utilise le retracking ICE-2 basé sur le modèle de Brown simplifié, établi par [Legresy et al., 2005] et qui estime les paramètres suivants que la Figure 2.6 illustre :

— Trailing edge slope ou pente du flanc en français : la décroissance de ce paramètre dépend de l'angle d'ouverture de l'antenne de l'altimètre et est influencée par la présence de pente.

— Backscatter ou rétrodiffusion : rapport entre l'énergie reçue par l'altimètre et l'énergie de la SER (Surface Equivalente Radar), c'est-à-dire la rétrodiffusion si le milieu était isotrope.
— Leading edge width ou front de montée : C'est à partir de ce paramètre qu'est déduit la distance altimétrique et donc la hauteur de glace. On estime que le point d'impact au nadir correspond à 50% du front de montée. Nous verrons dans le chapitre 3 que cela n'est pas systématique sur glace continentale. Cette dernière phrase nous amène à parler des principales sources de biais dans l'estimation des paramètres de formes d'onde et de la hauteur de glace.

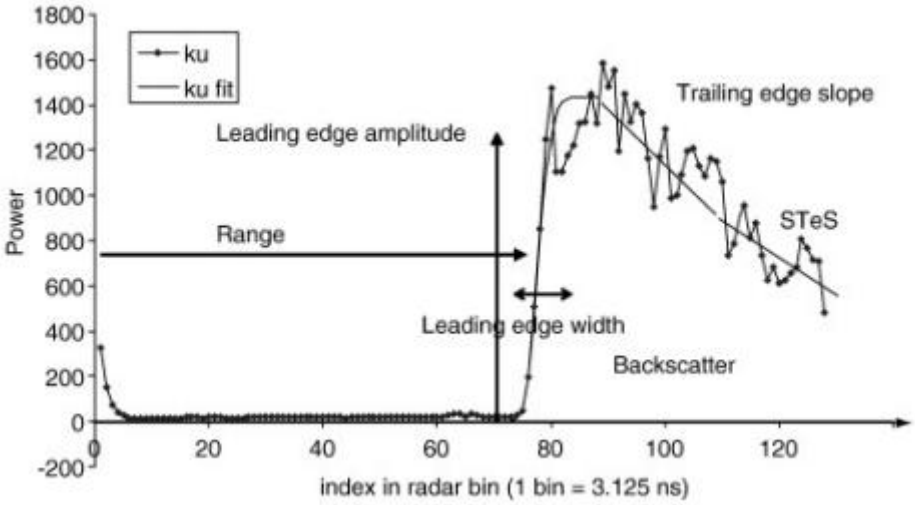


FIGURE 2.6 – Schéma d'une forme d'onde en bande Ku et les différents paramètres estimés à partir de celle-ci grâce à l'algorithme ICE-2 qui ajuste un modèle sur la forme d'onde, Source : Lacroix et al, 2008.

2.2.4 Sources de biais dans l'analyse de la forme d'onde

La surface est encadrée par une empreinte au sol. La largeur de cette la tâche au sol est d'environ 18.9 km pour ENVISAT et de 8,5 km pour SARAL [Tournadre et al., 2009]. Sur cette distance et particulièrement sur l'Antarctique, la surface ne peut être considérée homogène et lisse [RIDLEY and PARTINGTON, 1988]. Les sastrugi et les mégadunes décrits dans le chapitre précédent constituent un exemple de rugosité de la surface, mais nous pouvons encore citer la présence de crevasses ou de structures à plus ou moins grande longueur d'onde. Le front de montée est sensible à la rugosité, provoquant un allongement si elle est élevée [Martin et al., 1983]. Les oscillations de la surface à l'échelle des sastrugis augmentent le front de montée et diminuent la rétrodiffusion en bande Ku et les oscillations à l'échelle des mégadunes biaisent aussi le signal altimétrique [RIDLEY and PARTINGTON, 1988, Legresy and Remy, 1997, Arthern et al., 2001].
Sur plusieurs kilomètres, la topographie est très variable et pentue. L'effet de pente induit une erreur dans la hauteur mesurée car le point d'impact n'est alors pas celui au nadir mais celui le plus proche [Brenner et al., 1983, Hurkmans et al., 2012] La Figure 2.7(a)

représente la pente sur le continent Antarctique dérivée du MNT (Modèle Numérique de Terrain) déduit de l'orbite géodésique d'ERS1 avec une résolution de 5 km. Les zones les plus sensibles sont les côtes où la pente dépasse les 6 m/km pour SARAL ou 10 m/km pour ENVISAT soit hors du lobe d'antenne. La Péninsule Antarctique du fait de son fort relief montagneux est une zone plus difficilement interprétable en termes de mesures altimétriques notamment à cause de cette erreur. En effet, l'erreur de mesure dépend du carré de la pente, ce qui devient alors rapidement prohibitif pour obtenir des mesures exploitables. Il existe trois méthodes pour corriger de cette erreur que la Figure 2.7(b) illustre : la méthode directe, la méthode indirecte et la méthode intermédiaire [Brenner et al., 1983, BAMBER, 1994]. Dans ce manuscrit, c'est la dernière méthode qui est privilégiée [Remy et al., 1989, Rémy et al., 1999]. Elle consiste à trouver le point géographique où la distance altimétrique vaut la distance mesurée au nadir, et le point de mesure est alors relocalisé. Si on se réfère à la Figure 2.7(b), on trouve les points géographiques correspondant à $R = R_c$ [Remy et al., 1989]. La méthode directe ne corrige pas les points géographiques mais la hauteur de glace en la relocalisant au point d'impact avec la formule $R_c = \frac{R}{cos(\alpha)}$ [BAMBER, 1994]. La méthode de relocation quant à elle, corrige la distance mesurée en la distance la plus proche du satellite [Brenner et al., 1983, Bamber et al., 1998]. A noter que la valeur de la pente du flanc est proportionnelle à la pente de la surface.

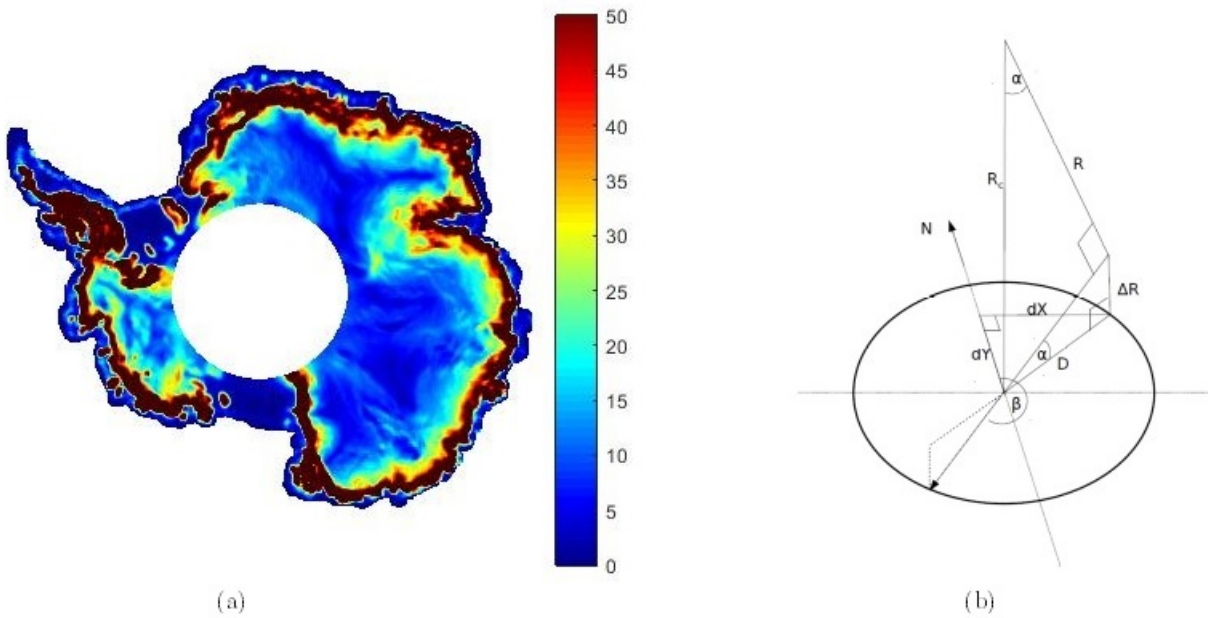


FIGURE 2.7 – Pente de l'Antarctique en m/km (a). Illustration de l'erreur due à l'effet de pente : α la pente, et β l'aspect, R la distance altimétrique en km, Rc la distance corrigée, D la distance qu'il manque pour corriger la position du point de mesure, dX et dY ses composantes dans un repère X,Y (b). Crédits : Hurkmans et al. [2012].

L'autre point majeur est la pénétration de l'onde radar dans la neige. La Figure 2.8 représente l'influence de l'effet d'extinction dû à la pénétration sur une forme d'onde théorique en bande Ku. Comme on peut le voir sur cette figure, la rétrodiffusion du

signal est plus élevée au fur et à mesure que l'extinction est faible, équivalent à un effet de pénétration plus élevé. Le front de montée est allongé, la pente du flanc augmente. La bande Ku est sensible à cet effet [RIDLEY and PARTINGTON, 1988]. La pénétration dépendant de beaucoup de paramètres mais n'ayant que 3 paramètres de formes d'ondes à l'issue de l'algorithme de retracking, nous avons affaire à un problème impossible à résoudre pour remonter directement à la profondeur de pénétration [Remy et al., 2012]. Le chapitre 3 utilise la méthode des points de croisement sur deux missions différentes que sont ENVISAT et ICESat pour étudier l'effet de pénétration sur la forme d'onde et son impact sur l'estimation de la hauteur. Sur glace continentale, la forme d'onde est alors considérée composée d'un écho provenant de la surface, dit écho de surface et un écho de volume (provenant de la sub-surface). Les trois paramètres de forme d'onde sont donc influencés par ces deux échos qui sont dus à la rugosité de la surface et la densité de la neige pour l'écho de surface et à la constitution du manteau neigeux pour celui de volume [Legresy and Remy, 1998, Zwally et al., 2005, Rémy and Parouty, 2009]. Selon la fréquence d'émission, la sensibilité au manteau neigeux sera différente, dépendant de la longueur d'onde utilisée (grâce au critère de Fraunhofer). En bande S (3.2 Ghz), la stratification du manteau neigeux et le taux d'accumulation sont les paramètres qui influeront le plus le signal radar. En bande Ku (13.6 Ghz), c'est le taux d'accumulation et la taille des grains de neige alors qu'en bande Ka (35.75 Ghz), la taille des grains et la densité sont les paramètres les plus sensibles [Lacroix, 2007]. Le signal de subsurface en bande Ku est influencé aussi par les discontinuités diélectriques dans le manteau neigeux stratifié [Legresy and Remy, 1998]. L'altimètre peut donc fournir de précieuses informations sur les paramètres du manteau neigeux. Cela reste encore un défi pour réussir à discriminer les différents effets jouant sur la forme d'onde.

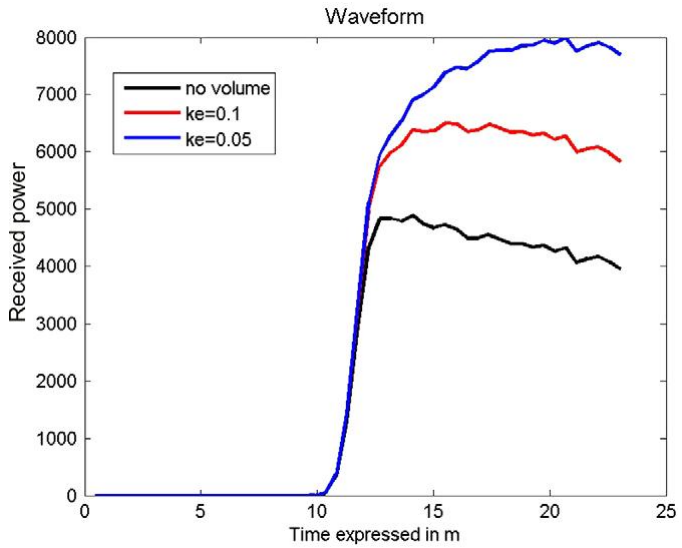


FIGURE 2.8 – Effet de la pénétration (inverse de l'extinction représentée par le coefficient ke ici) sur le signal altimétrique en bande Ka. Crédits : Remy et al. [2012].

2.2.5 Corrections « géo » et « écho » pour le traitement des séries temporelles altimétriques radar

L'orbite du satellite est contrainte autour de sa trace au sol avec une précision de 200 m à 1 km. Cette dérive du satellite et la présence de pente font que des mesures répétitives ne seront pas prises au même endroit, ajoutant un effet de variabilité de la hauteur perpendiculairement à la trace au sol. Il faut donc corriger ce phénomène pour interpréter de manière précise les séries temporelles, ce qu'on appelle corr « géo ». La corr « géo » prend en compte la dérivée première de la hauteur par rapport à la direction x et y, c'est à dire la pente, et les dérivées secondes pour la courbure de la surface. La formule est donc :

$$\begin{aligned} Hauteur_corrigée_geo = & \frac{dh}{dx} \times (x - x_m) \\ & + \frac{dh}{dy} \times (y - y_m) + \frac{d^2h}{dx^2} \times (x - x_m)^2 \\ & + \frac{d^2h}{dy^2} \times (y - y_m)^2 \\ & + \frac{d^2h}{dxdy} \times (x - x_m) \times (y - y_m) \end{aligned} \tag{2.3}$$

x_m et y_m sont les coordonnées en x et y de la trace moyenne. La hauteur h est relocalisée et corrigée afin d'obtenir la même référence de comparaison.

La corr « écho » corrige de la variabilité de la forme de l'écho qui impacte l'estimation des paramètres. En effet, une variation dans un paramètre de forme d'onde impacte directement la forme d'onde et donc l'estimation de la distance altimétrique et donc la hauteur de glace. La rétrodiffusion varie avec la rugosité, l'humidité de la surface, l'état de la neige en profondeur, et traduit donc une variation physique mais pas forcément une variation de la hauteur à la surface (par exemple, une surface peut être plus ou moins humide tout en gardant la même altitude). C'est ce que la corr « écho » minimise pour aboutir à une estimation précise de la variation de la hauteur de glace. Ces deux corrections sont empiriques et applicables a posteriori avec un grand nombre de données (Rémy et al, 2014). La formule de la correction « écho » est :

$$Hauteur_corrigée_echo = \frac{dh}{dsig} * (sig - sig_m) + \frac{dh}{dtr} * (tr - tr_m) + \frac{dh}{dlew} * (lew - lew_m) \tag{2.4}$$

Avec sig la valeur de rétrodiffusion, tr la pente du flanc et lew le front de montée, le suffixe m représentant la valeur moyenne.

Une étude réalisée par Flament and Rémy [2012] montre l'apport de ces corrections sur la hauteur mesurée sur une trace d'ENVISAT : la variance est de 2.18 mètres sans application de la corr « géo », de 0.21 mètre avec seulement la correction « géo » et de 0.098 m après corrections « écho » et « géo » . La Figure 2.9 montre la différence en m de la hauteur de SARAL sur son cycle 17 avec son profil moyen calculé sur deux ans. Les

structures sur l'Antarctique de l'Est à forte différence de 2 m (encadrées sur la figure) sont dues à la dérive du satellite, cette partie du continent variant très peu sur une période aussi courte. Afin d'estimer des tendances de hauteur sur une seule mission ou comparer plusieurs missions entre elles, la corr « géo » est indispensable. Dans le chapitre 6, la corr « géo » est appliquée pour analyser la hauteur de glace mesurée par SARAL. ENVISAT étant sur la même orbite que SARAL on peut se servir des données d'ENVISAT pour appliquer la corr « géo » à SARAL. Par contre, la fréquence n'étant pas la même, la correction « écho » nécessite d'être intégrée sur un certain nombre de cycles de SARAL. Normalement 20 cycles sont suffisants mais à cause d'une dérive imprévue de SARAL supérieure à 1 km requis par rapport à son orbite nominale, les 28 cycles traités lors de cette thèse ne sont pas suffisants. Nous ne l'utilisons donc pas dans cette thèse.

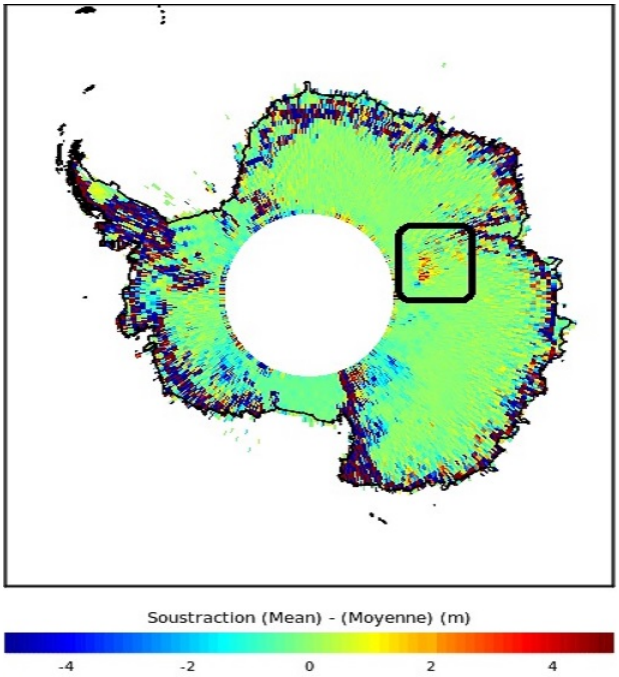


FIGURE 2.9 – Illustration de la nécessité d'appliquer la corr "géo".

2.3 Altimétrie laser sur glace continentale : différences avec l'altimétrie radar

L'altimétrie laser est décrite dans la littérature scientifique depuis les années 80, et est souvent utilisée pour des campagnes aéroportées mais il aura fallu attendre 2003 pour que cette technique soit embarquée sur satellite [Bufton et al., 1982, Bufton, 1989, Gardner, 1982, 1992], du moins pour observer la Terre puisque la mission MOLA (Mars Observer Laser Altimeter) a été lancée en 1996. Nous avons vu qu'il y a peu de différences dans le principe et dans les corrections à prendre en compte pour calculer la hauteur de glace. Mais nous pouvons citer quelques différences notables. Le laser étant plus directif, la largeur de l'empreinte au sol est considérablement réduite passant de la dizaine de kilomètres à 70 m pour ICESat [Brenner et al., 2007]. Ceci réduit alors l'influence de la

pente et de la rugosité sur l'estimation de la hauteur de glace. L'autre avantage est la non-pénétration du laser dans la neige, garantissant un pur écho de surface. Par contre, la réflexion dans l'atmosphère est plus importante que pour l'altimétrie radar et le laser est réfléchi par les nuages, il n'y a donc pas de mesures en présence de nuages. Il y a très peu de nuages en Antarctique, à part en Antarctique de l'Ouest [Mahesh et al., 2002, Spinhirne et al., 2005]. La forme d'onde en altimétrie laser est modélisée par une gaussienne [Brenner et al., 2012]. La Figure 2.10 représente l'écho laser émis et l'écho laser retour. On peut voir que la rugosité et la pente élargissent la forme d'onde, ce qui n'altère pas le caractère gaussien de la forme d'onde. La hauteur de glace est estimée en calculant le centre de la gaussienne. La fine résolution (15 cm) a permis pour la mission ICESat d'estimer la pente de la surface ainsi que sa rugosité sur glace continentale [Yi et al., 2005, Shi et al., 2013].

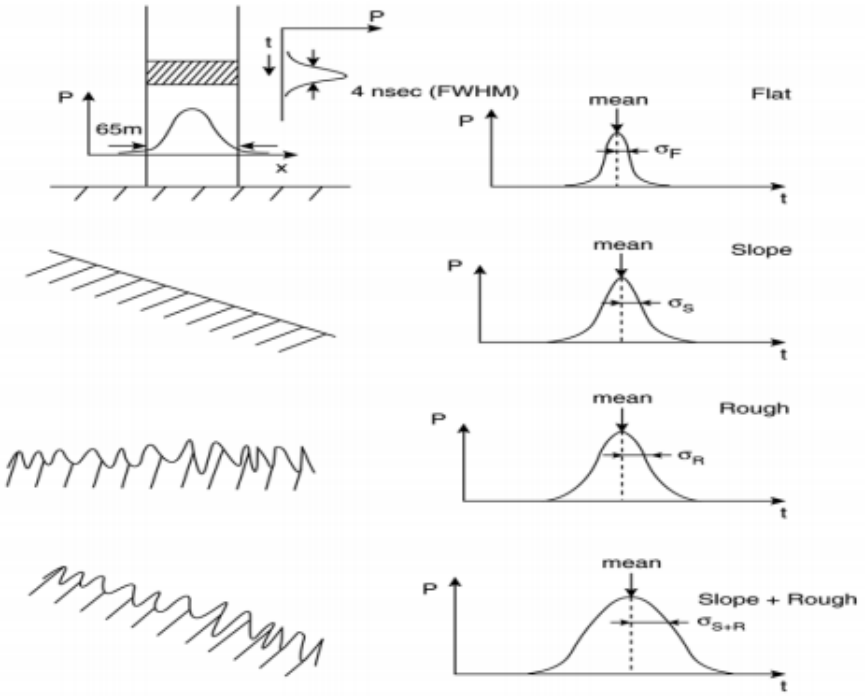


FIGURE 2.10 – Forme d'onde en altimétrie laser et influence de la pente et de la rugosité sur celle-ci. Crédits : Brenner et al. [2012].

2.4 Missions passées et actuelles pour l'étude de l'Antarctique

Depuis 1991, l'Antarctique est observée par altimétrie. La Figure 2.11 présente les principales missions altimétriques passées, actuelles ou futures. Cette partie se concentre sur les missions passées et présentes qui ont permis d'avancer sur la connaissance du continent.

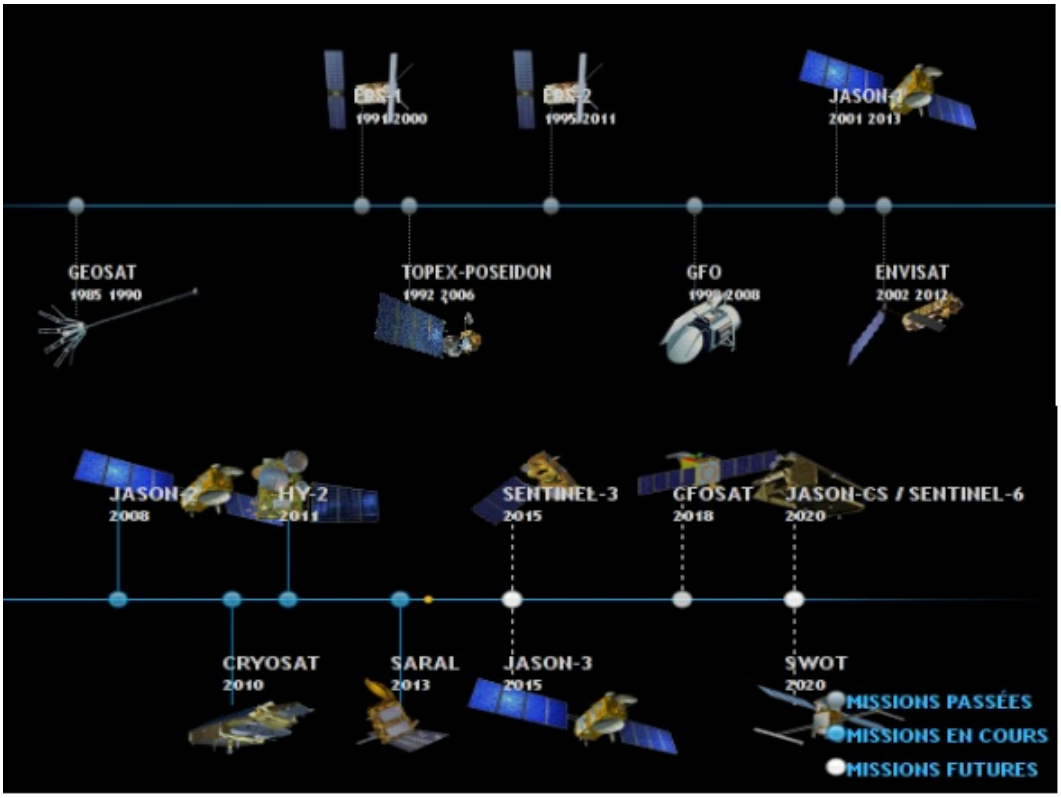


FIGURE 2.11 – calendrier des missions altimétriques radar, passées, actuelles et futures. A l'heure de la rédaction du manuscrit, le lancement de la mission Sentinel-3 a été effectué en Février 2016. Source : Aviso.

2.4.1 ERS1 et ERS2

ERS1 et ERS2 sont les premières missions à avoir observé l'Antarctique jusqu'à 81.5° de latitude, lancées respectivement en 1991 et 1995 pour se terminer en 2000 et 2003. La précision sur la topographie atteint moins d'un mètre sur le plateau central [Rémy et al., 2000]. La Figure 2.12 représente justement la topographie du continent déduite des données de ces missions. Leur altimètre nommé RA (Radar Altimeter) émettait en bande Ku (13.75Hz) et a permis pour la première fois sur 80% du continent d'obtenir des informations sur le manteau neigeux [Legresy and Remy, 1997] et grâce à son interféromètre Sar l'estimation des vitesses d'écoulement de la glace (Rignot et al, 2001). La Figure 2.13 montre la variation de hauteur sur la période ERS2, soit de 1995 à 2003. On distingue un amincissement dans l'Antarctique de l'Ouest (terre de Marie Byrd) ainsi que sur les terres de Kemp et d'Enderby. Au contraire, un épaississement est remarqué pour la Péninsule, pour le nord de la terre de la Reine Maud ainsi que pour le sud-ouest de l'Antarctique orientale, avec les Terres de la Princesse Elizabeth et de Wilkes. L'orbite héliosynchrone d'une répétitivité de 35 jours mise en place a été depuis suivie par ENVISAT et SARAL, rallongeant les séries temporelles et permettant d'établir des tendances d'évolution significatives pour l'ensemble du continent, que ce soit les plates-formes, la Péninsule ou le continent entier [Zwally et al., 1994, Rémy et al., 1999, Fricker and Padman, 2002, Paolo et al., 2016]. La Table 2.1 montre les caractéristiques majeures des deux missions ERS.

C'est l'orbite nominale d'ERS1 qu'est présentée mais le satellite a été mis sur deux autres orbites : à 3 jours et à 168 jours.

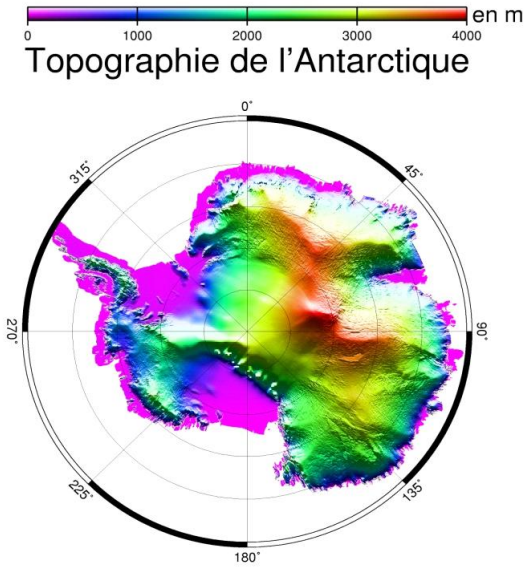


FIGURE 2.12 – Hauteur de glace mesurée par ERS1 et 2 en m. Crédits : Frédérique Rémy.

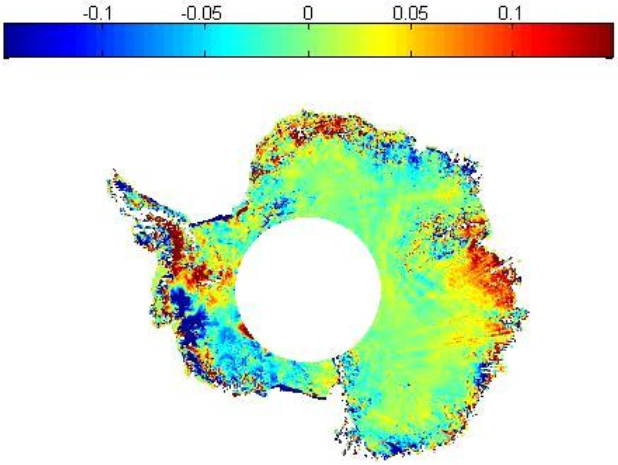


FIGURE 2.13 – Variation de la hauteur de glace sur la période $ERS1 - ERS2$ exprimée en $\frac{dh}{dt}$ (mètres par an). Crédits : Frédérique Rémy.

Caractéristiques	Orbite
Type	*Héliosynchrone*
Altitude	*782 km*
Inclinaison	*98.5°*
Période	*100 min*
Répétitivité	*35 jours*

TABLE 2.1 – Caractéristiques de l'orbite nominale et de l'altimètre d'ERS1 et ERS2.

2.4.2 ENVISAT

ENVISAT, lancé en mars 2002, est une mission européenne, avec comme altimètre embarqué le Radar Altimeter-2 (RA-2). Il reste le seul à ce jour à avoir été un altimètre en bi-fréquence qui allait jusqu'à ± 82° de latitude, puisqu'il disposait de la bande Ku mais aussi de la bande S qui fonctionnaient simultanément (Lacroix et al, 2008) afin de corriger l'effet ionosphérique : 13.6 Ghz pour la bande Ku et 3.2 Ghz respectivement. La bande S a malheureusement subi une panne définitive ce qui a écourté son utilisation par rapport à la durée de la mission. La Table 2.2 présente les caractéristiques de la bande S et de la bande Ku ainsi que de la bande Ka pour SARAL. La Figure 1.9 que nous avons déjà vue dans le chapitre 1 est un résultat tiré des observations d'ENVISAT. Les pertes sont principalement situées sur la Terre de Marie Byrd et la Terre de la Reine Maud alors que ces deux terres voyaient plutôt un épaississement sur la période d'ERS1 et 2. Grâce au suivi sur le long terme sur la même orbite, on peut estimer les variations inter-annuelles de la calotte [Mémin et al., 2015]. L'orbite sur laquelle ont été positionnés ERS1 et 2, ENVISAT et à présent SARAL est donc d'un grand intérêt pour l'étude du continent [Rémy et al., 2014].

2.4.3 CryoSat-2

La première mission CryoSat s'étant soldée par un échec (le satellite a plongé en mer), CryoSat-2 a été lancé en 2010. Cette mission présente plusieurs différences avec celles « habituelles » comme ERS1-2 et ENVISAT. Son orbite est non héliosynchrone et permet de monter jusqu'à la latitude de ±88°. Son cycle est de 369 jours avec un sous-cycle de 30 jours. Son altimètre nommé SIRAL pour SAR Interferometric Radar Altimeter combine deux techniques afin de réduire l'empreinte au sol : l'altimétrie Doppler et l'interférométrie. Ceci permet une précision accrue sur des surfaces pentues et donc une meilleure adaptation à la mesure sur glace continentale. La pénétration de l'onde est toujours présente mais grâce à ces atouts, de précieuses informations ont été fournies sur les pertes du continent ou sur la glace de mer [Hendricks et al., 2013, Helm et al., 2014, McMillan et al., 2014]. Par contre, la comparaison entre CryoSat-2 et SARAL comporte deux difficultés : la différence d'orbite et la différence de fréquence. La première différence inclut une erreur de pente différente pour chaque mission et par conséquent deux corrections nécessaires. La deuxième différence implique une interaction onde/milieu soit une physique de la mesure différence. Pour ces deux difficultés techniques, la mission CryoSat-2 n'a pas été exploitée lors de cette thèse, ayant privilégié la comparaison entre ENVISAT et ICESat dans le chapitre 3.

2.4.4 SARAL

SARAL est un projet de collaboration entre le CNES et l'ISRO, l'agence spatiale Indienne, dont les prémices ont débuté au début des années 2000 pour finalement être lancé le 25 Février 2013 d'Inde [Verron et al., 2001]. AltiKa est le premier altimètre embarqué à fonctionner en bande Ka, à 35 Ghz, d'où son nom (altimétrie en bande Ka). Le premier effet de ce changement pour l'altimétrie sur glace est la profondeur de pénétration théorique moindre qu'en bande Ku. Le Tableau 2.2 présente les caractéristiques comparées à celles de la bande S et de la bande Ku sur ENVISAT. En ce qui concerne les différences pour les observations, le lecteur peut se référer directement au chapitre 5.

Paramètre	**Bande S sur ENVISAT**	**Bande Ku sur ENVISAT**	**Bande Ka sur SARAL**
Fréquence centrale	*3.2 GHz*	*13.6 GHz*	*35.75 GHz*
Longueur d'onde dans le vide	*9.4 cm*	*2.2 cm*	*8 mm*
Bande passante	*160 MHz*	*320 MHz*	*480 MHz*
Résolution verticale dans l'air	*94 cm*	*47 cm*	*30 cm*
Largeur d'impulsion courte équivalente	*6.25 ns*	*3.125 ns*	*2.083 ns*
Durée d'impulsion	*20 μs*	*20 μs*	*105.6 μs*
Ouverture d'antenne à 3dB	*5.5°*	*1.35°*	*0.55°*

TABLE 2.2 – Caractéristiques des bandes S, Ku et Ka sur ENVISAT et SARAL.

Ceci relève donc de nouvelles perspectives quant à la mesure de la surface et l'étude de la pénétration dans le manteau neigeux. Aussi, à 35 GHz, l'onde est moins sensible aux effets ionosphériques, la correction ionosphérique est alors négligeable et entraîne donc moins d'erreurs dans le calcul de la distance altimétrique [Vincent et al., 2006]. L'ouverture d'antenne à 3 dB est plus faible, donc l'empreinte au sol moins large, ce qui prévoit donc une mesure plus précise. La bande passante est quant à elle de 480 Mhz au lieu de 320 Mhz pour ENVISAT, la résolution en distance est donc meilleure. Le front de montée est plus court, grâce à l'ouverture d'antenne plus étroite, ce qui en théorie signifie un rapport surface/volume plus faible et donc un écho de surface moins important. Enfin, mais non des moindres, comme il l'a déjà été mentionné, SARAL vole sur la même orbite ainsi que la même période de répétitivité que son prédécesseur ENVISAT donc l'allongement des séries temporelles est assuré. Depuis, SARAL permet une observation en continuité du globe et ouvre de nouvelles perspectives d'observations comme nous allons voir dans les chapitres 4 et 5 axés sur cette nouvelle mission.

2.4.5 L'altimétrie laser : ICESat

La mission ICESat a été lancée par la NASA en 2003 et a délivré des mesures avec une bonne précision de la hauteur de glace jusqu'en 2009 [Shuman et al., 2006, Brenner et al., 2007]. GLAS (Geosciences Laser Altimetry System) est l'altimètre laser embarqué à bord. Le principal défaut de la mission ICESat a été la technologie défectueuse de ses lasers. Trois ont été embarqués dont deux ont été rapidement non fonctionnels entraînant un échantillonnage irrégulier des données [Schutz et al., 2005]. Pour des surfaces très réfléchissantes, ce qui peut être le cas sur glace continentale, l'énergie retour peut être si élevée

que le capteur est saturé entraînant une distorsion de la forme d'onde et la correction de ce phénomène n'est pas systématiquement calculée par l'instrument [Sun et al., 2003, Yi et al., 2005, Lemarquand et al., 2011]. La forte réflexion par l'atmosphère entraîne aussi des formes d'ondes non exploitables [Fricker et al., 2005]. Malgré cela, l'étude des données d'ICESat a permis de nombreux résultats sur l'état de santé des calottes polaires comme illustré sur la Figure 2.14 qui montre l'amincissement des glaciers pour l'Antarctique de l'Ouest. Pour pallier aux défauts rencontrés par ICESat et avec l'amélioration de la technique mise en place pour embarquer des altimètres laser sur satellite, la mission ICESat-2 a été décidée et est prévue pour 2017 et l'opération aéroportée IceBridge a été lancée en 2010 pour alimenter les séries temporelles et combler le manque de données entre les deux missions satellites [Colgan et al., 2014, Das et al., 2015, Holland et al., 2015].

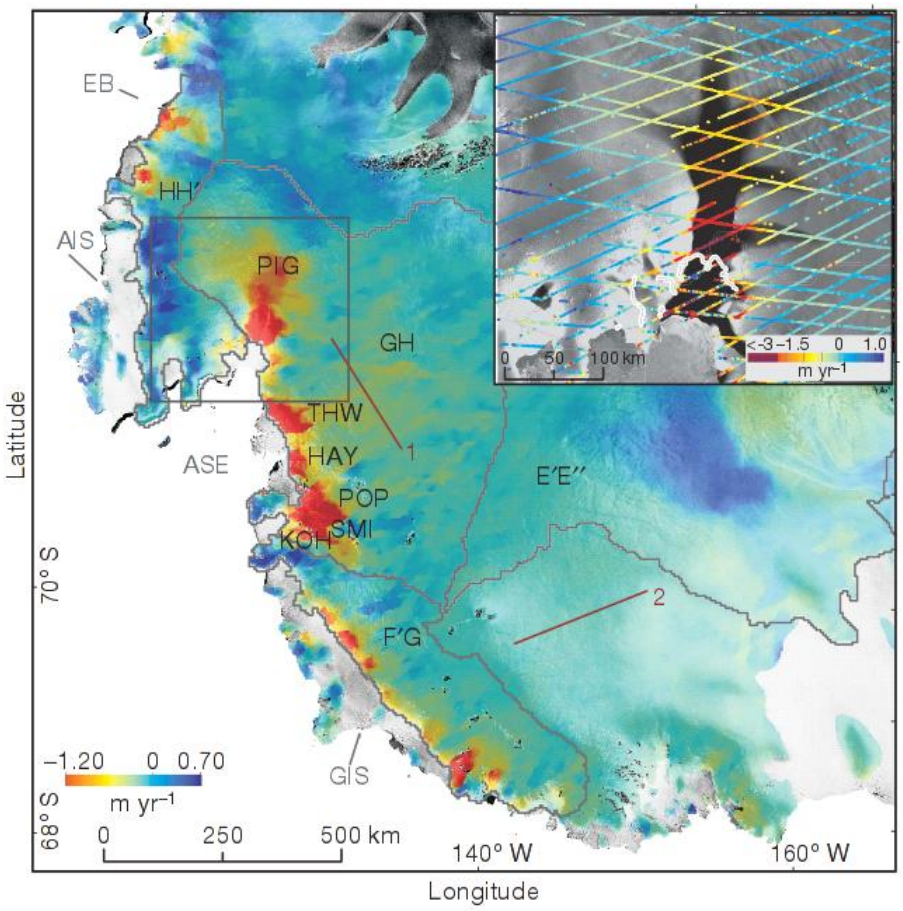


FIGURE 2.14 – L'amincissement des glaciers de l'Antarctique de l'Ouest, déduit des données d'ICESat. Le rouge représente l'accélération de la perte de masse et le bleu le gain. Le carré inclus dans la figure représente les traces ICEsat sur la région de Pine Island Glacier (PIG sur la carte) avec la ligne d'échouage (en blanc). Légende des autres endroits : THW = Glacier Thwaites, POP = Glacier Pope, SMI = Glacier Smith, HAY = Glacier Haynes, KOH = Glacier Kohler, GIS = Getz Ice Shelf, ASE = Amundsen Sea Embayment, AIS = Abbot Ice Shelf. GH, F'G et EB, HH', E'E" sont des secteurs de drainage. Crédits : Pritchard et al. [2009].

Chapitre 3

Préambule à SARAL : étude du biais de pénétration d'ENVISAT grâce à la comparaison de mesures ENVISAT et ICESat

Points-clés du chapitre 3

Ce chapitre a fait l'objet d'une publication en premier auteur dans la revue Remote Sensing [Michel et al., 2014]. Ce qui suit est donc un résumé de l'article section par section auxquelles ont été rajoutées quelques précisions. Les titres de sections sont traduits de ceux de l'article. Le lecteur est invité à se référer à l'Annexe C pour accéder à la publication.

La mission ICESat vue dans le chapitre 2 présente l'avantage d'avoir une tâche au sol plus fine que pour ENVISAT, 70 m contre 18 km. Sa mesure est donc moins sensible aux hétérogénéités de la surface. L'erreur de pente est négligeable et l'utilisation d'une impulsion laser évite la pénétration dans le manteau neigeux. L'hypothèse adoptée pour cette étude est que grâce à la comparaison entre ENVISAT et ICESat, nous pouvons estimer le biais de pénétration de RA-2, du moins sur les zones homogènes où la rugosité de surface et la pente jouent un faible rôle. La méthode des points de croisement est utilisée pour comparer les mesures ENVISAT et ICESat. Cette méthode a déjà été utilisée par Brenner et al. [2007] sur une série temporelle plus courte pour quantifier la précision d'ENVISAT et celle d'ICESat sur glace continentale, en insistant sur les impacts de la pente et de l'algorithme de retracking. Nous proposons un modèle linéaire pour expliquer la différence de hauteur entre les deux missions. Ce modèle est d'abord vérifié sur des zones plates puis sur tout le continent Antarctique. Nous montrons que le front de montée est bien rallongé par l'effet de pénétration et que cet impact peut être corrigé. Nous estimons alors la profondeur de pénétration de RA-2 et sa variabilité spatio-temporelle. L'importance de la pente et de l'algorithme de retracking ICE-2 sont aussi discutés.

Sommaire

3.1 Introduction **49**
3.2 Traitement des données **49**
3.3 Résultats **50**
3.4 SARAL/AltiKa : premières observations préliminaires . . . **51**
3.5 Discussion **51**
3.6 Conclusions **51**

3.1 Introduction

Cette section présente brièvement l'apport de l'altimétrie pour l'étude des calottes polaires ainsi que le principe de l'altimétrie tout en mettant l'article dans le contexte des biais de mesures et d'analyse tels que la pénétration de l'onde radar dans le manteau neigeux, objet de l'article. Cette erreur est variable temporellement et spatialement, dû aux nombreux paramètres météorologiques et physiques qui rentrent en compte. Le but de l'article est de proposer une méthode simple pour corriger et analyser cette erreur de mesure.

3.2 Traitement des données

Les données provenant d'ICEsat sont présentées ainsi que la méthode des points de croisement, qui sera également utilisée dans le chapitre 4. Cette méthode consiste à repérer les points d'intersection entre les traces au sol d'un satellite (ici ENVISAT) et un autre (ici ICESat) et d'interpoler grâce aux mesures les plus proches de chaque altimètre (une interpolation par spline est généralement appliquée) afin d'obtenir un point "virtuel" qui contient alors deux mesures différentes au même endroit. La correction des données ENVISAT de l'erreur de pente est elle aussi présentée comme le lecteur a pu le lire dans le chapitre précédent. A l'issue de cette présentation, on montre deux conclusions essentielles à la poursuite de l'étude. Premièrement, la correction de l'erreur de pente ne permet pas d'obtenir des données précises sur les terrains à forte pente (le chapitre 4 montre l'influence de la pente dans la précision des données altimétriques sur glace continentale). Ceci s'explique par le fait que l'impact de l'altimètre est hors du lobe d'antenne, ici celui d'ENVISAT, donc la mesure ne peut pas être considérée fiable. Deuxièmement, en calculant le nombre d'occurrences d'un même point de croisement sur le continent Antarctique, on se rend compte que les zones à fortes pentes ne contiennent pas assez de mêmes points de mesures dans le temps pour que l'analyse statistique soit fiable. Pour cette raison, les zones à fortes pentes, c'est-à-dire le plus souvent les margins, ne peuvent pas être analysées de la même manière. Le modèle utilisé est ensuite proposé :

$$D(t) = \alpha \times Lew(t) + \beta + e(t) \tag{3.1}$$

Avec t l'instant de mesure, $D(t)$ la différence entre ENVISAT et ICESat en m, $Lew(t)$ le front de montée issu de l'algorithme ICE-2 sur les mesures d'ENVISAT et $e(t)$ les erreurs de mesures considérées additives gaussiennes centrées, indépendantes et indentiquement distribuées. α et β sont les paramètres du modèle que l'on cherche à estimer. Ce modèle est simple à la fois de par son expression littérale (modèle linéaire affine), le sens physique sous-jacent (lien entre le front de montée et la différence de hauteur de glace entre ENVISAT et ICESat) et par la méthode de résolution (celles des moindres carrés linéaires). Par souci de rigueur, la condition de la matrice mise en jeu dans ce modèle est calculée. Si la condition est trop élevée (cela signifie qu'une erreur sur les variables d'entrée va se propager sur les variables de sortie du modèle=, la décomposition en valeurs singulières est appliquée. Pour en savoir plus sur cette dernière méthode complémentaire à celle des moindres carrés linéaires dans le cas présent, le lecteur peut se référer à l'Annexe B. Les premières observations montrent une différence de l'ordre de -0.6 m sur les zones plates, ce

qui est cohérent avec le fait qu'ICESat voit la surface plus haute qu'ENVISat. Les valeurs positives sur les margins sont elles dues possiblement à deux causes : une surestimation de la correction de pente ainsi que la très grande différence entre les deux ouvertures d'antennes respectives à chaque altimètre. Corroborées avec les études de Legresy and Remy [1998], Arthern et al. [2001], les mesures altimétriques sur les zones plates notamment le Plateau Antarctique et la Terre de la Reine Maud sont majoritairement influencées par l'erreur de pénétration. Le modèle est donc testé d'abord sur des zones spécifiques.

3.3 Résultats

Une comparaison des moments de premier ordre (moyenne et écart-type) des paramètres de formes d'ondes que sont la rétrodiffusion, le front de montée est montrée avec en parallèle ceux de la différence de hauteur entre ENVISAT et ICESat. Des similitudes géographiques sont remarquées entre le front de montée et la différence de hauteur. Pour étayer cela, 4 zones sont analysées : Vostok, Dôme Concordia et le Plateau dand la région du Plateau Antarctique, ainsi que Dôme Fuji dans la Terre de la Reine Maud. Toutes ces analyses permettent d'arriver à la même conclusion. Les paramètres α et β sont du même ordre de grandeur et le coefficient de corrélation entre le front de montée et la différence de hauteur ENVISAT/ICESat est élevé pour chaque zone considérée. Le modèle est alors appliqué sur tout le continent. Quatre cartes en résultent (Figure 7(a-d) dans Michel et al. [2014]) : celle sur le coefficient de corrélation de Pearson entre le front de montée et la différence de hauteur de glace, celle représentant l'indice SRC (Standardized Regression Coefficient) relatif à l'analyse de sensibilité pour quantifier la fiabilité du modèle, l'estimation du paramètre α et celle de β. Deux analyses en résultent :

— Sur les zones côtières : le coefficient de corrélation est très faible, l'indice SRC également et les deux paramètres α et β ont des valeurs très extrêmes. Ceci s'explique déjà par le nombre de données moindres mais également par l'effet de pente qui est majoritaire et prédominant par rapport à celui de pénétration. Le modèle n'est donc pas linéaire (pas de lien linéaire entre la pente et la différence de hauteur) et n'est pas fiable.
— Sur l'intérieur du continent ou plutôt les zones plates, le coefficient de corrélation entre le front de montée et la différence de hauteur est élevé, et l'indice SRC également. Le modèle est donc fiable. Qui plus est, les résidus du modèle ont été analysés. Ils sont bien indépendants et distribués selon une loi gaussienne. Le paramètre α a des valeurs autour de 0.8 et β autour de -0.7 m.

Le paramètre β est considéré comme représentant la profondeur moyenne de pénétration et le paramètre α le terme de pondération qui traduit la variabilité spatio-temporelle de cette profondeur de pénétration. Cette estimation est cohérente avec la figure de la différence entre ENVISAT et ICESat [Arthern et al., 2001]. On peut estimer alors la largeur du front de montée qui permettrait de retrouver la hauteur de la surface. Au final le point d'impact pour l'algorithme de retracking se situe entre 15% et 30% du front de montée [Davis, 1997].

3.4 SARAL/AltiKa : premières observations préliminaires

Cette section en guise de préliminaire à l'exploitation des données altimétriques de SARAL durant ma thèse montre une comparaison entre le profil moyen d'ENVISAT et les mesures de SARAL du cycle 7. Pour des résultats plus approfondis sur les observations de SARAL, le lecteur est invité à poursuivre sa lecture, notamment celle du chapitre 5.

3.5 Discussion

Comme il l'a été souligné par Brenner et al. [2007], l'étude dépend de l'algorithme de retracking utilisé, ici ICE-2. C'est pourquoi une comparaison brève avec l'agorithme ICE-1 (voir l'Annexe A) a été effectuée. ICE-1 est plus sensible aux propriétés de la surface mais est empirique et n'estime pas le front de montée, alors que le but de l'article était de bien étudier l'impact de la pénétration sur ce paramètre et par conséquent la hauteur de glace [Davis, 1996]. La différence entre la hauteur déduite de l'algorithme de retracking ICE-1 et celle d'ICESat est de même amplitude que pour ICE-2.

3.6 Conclusions

En guise d'ajout, la Figure 3.1 permet d'illustrer clairement l'apport de l'étude. L'effet de pénétration a bien un impact linéaire sur le front de montée ce qui se retraduit par un impact sur l'estimation de la hauteur de glace. Dans les zones où cet effet est dominant, il est possible de corriger et d'estimer la profondeur de pénétration de l'altimètre radar. Sur les autres zones, la pente est l'effet prédominant et la correction appliquée par le modèle n'est plus utilisable.
En ce qui concerne la mission SARAL, un modèle linéaire affine et la même étude peut être transposée. Cependant, les paramètres estimés ne seront pas les mêmes car les caractéristiques instrumentales (fréquence, résolution, ouverture d'antenne) ne sont pas les mêmes. Qui plus est, cette étude nécessite une référence de comparaison sur une durée temporelle satisfaisante.
Le chapitre des conclusions et des perspectives de ce manuscrit montre une discussion notamment au niveau des algorithmes de retracking et le chapitre 5 montre des résultats préliminaires d'une comparaison entre la campagne IceBridge et SARAL.

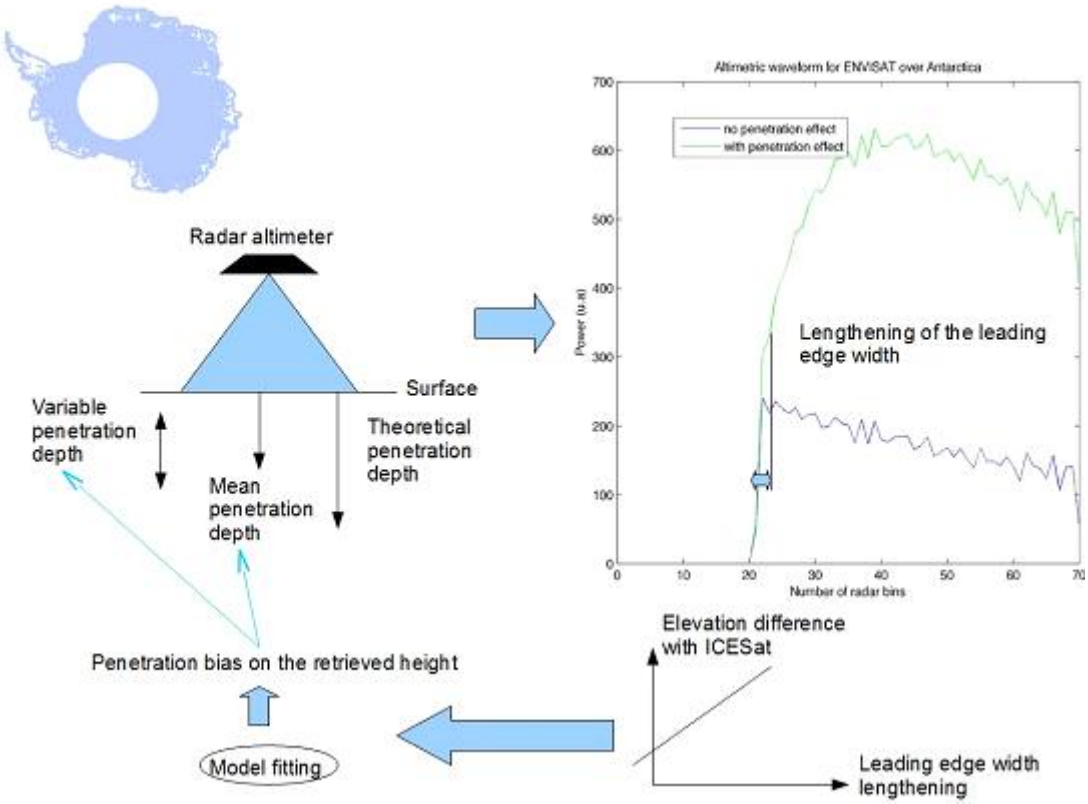


FIGURE 3.1 – Schéma récapitulatif de l'étude.

Chapitre 4

Validation des mesures altimétriques de SARAL et estimation de sa performance

Points-clés du chapitre 4

Au cours de cette thèse, nous avons adapté une chaîne de calibration et de validation sur océan à la glace continentale afin d'assurer le suivi de SARAL sur l'Antarctique et de calculer la hauteur de glace sur le long terme. En premier lieu, la partie validation permet de s'affranchir des données considérées aberrantes qui augmentent l'imprécision des mesures et faussent l'analyse en découlant. Nous présentons notre processus de sélection basé sur la classification des formes d'ondes et qui permet d'enlever les formes d'ondes distordues à cause de l'effet de pente principalement. Dans un second temps, nous utilisons la méthode des points de croisement pour quantifier l'erreur de mesure entre la trace ascendante et la trace descendante ainsi que la variabilité temporelle de la hauteur de glace. Nous montrons que cette erreur peut être minimisée grâce à l'application de notre editing et en testant plusieurs modèles de marées océaniques. A l'issue de cette étude, la performance de la mission SARAL sur glace continentale est quantifiée et l'incohérence aux points de croisement est réduite de 90% avec 60% de données valides.

Sommaire

4.1 Développement d'un outil de traitement de données sur glace continentale : CalValGlace 57
4.1.1 Le projet PEACHI 57
4.1.2 Principe de la chaîne 57
4.2 Processus de sélection des données et utilisation de la classification des formes d'ondes 59
4.2.1 Limites de l'editing actuel (brut) 59
4.2.2 Classification des formes d'ondes 60
4.2.3 Tests de sensibilité de différents editings : sélection de données pertinentes 63
4.3 Méthode des points de croisement comme estimation de la performance de la mesure de SARAL 65
4.3.1 Introduction 65
4.3.2 Application du nouvel editing 67
4.3.3 Impact de l'écart temporel sur la variabilité de la différence de hauteur aux points de croisement 68
4.4 Comparaison de standards de correction : exemple de la marée océanique 69
4.5 Variabilité spatiale et temporelle aux points de croisement 71
4.5.1 Variation spatio-temporelle 71
4.5.2 Evolution temporelle globale et locale 72
4.6 Conclusions de l'étude 74

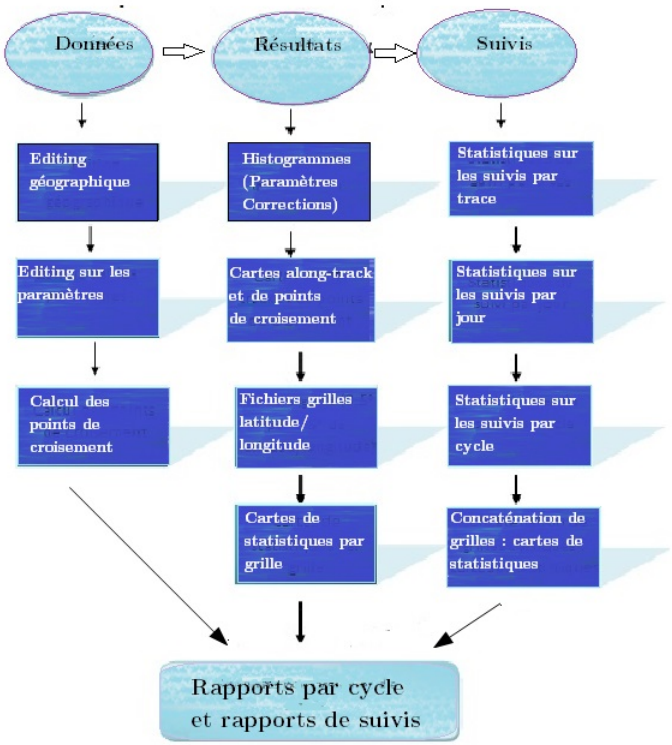
4.1 Développement d'un outil de traitement de données sur glace continentale : CalValGlace

4.1.1 Le projet PEACHI

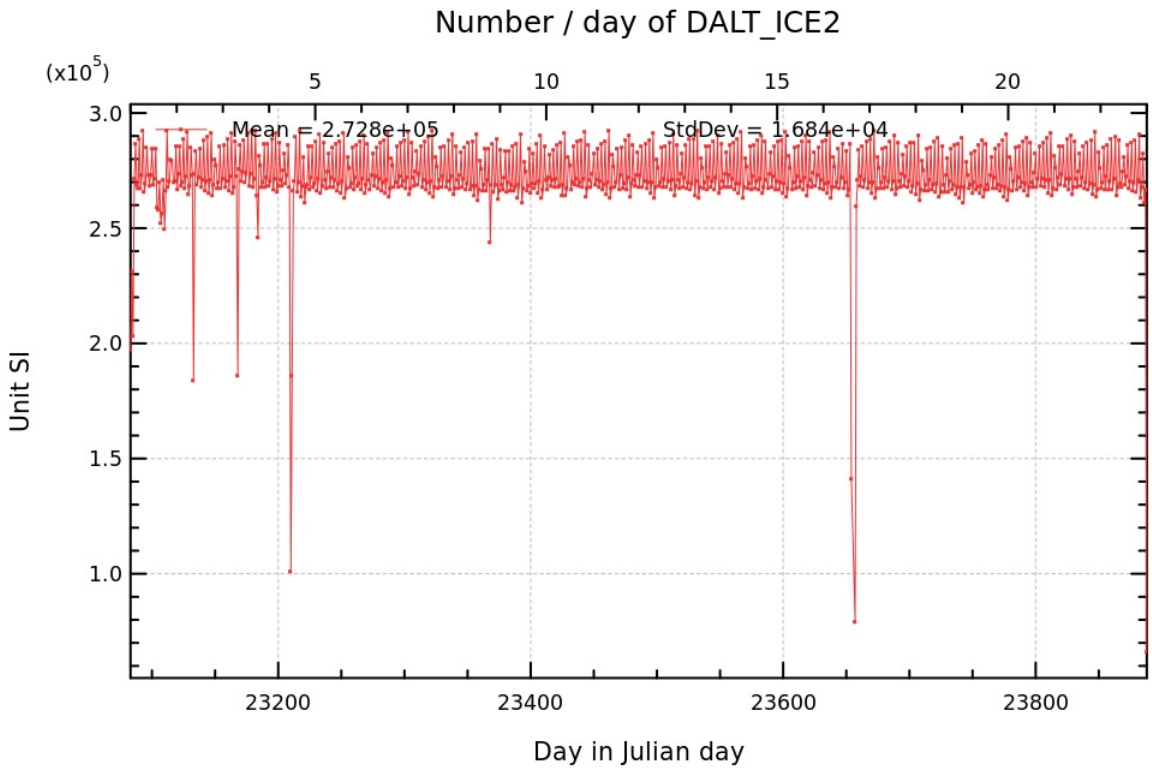
SARAL a pour but principal d'étudier la variabilité méso-échelle sur les océans et a d'ores et déjà prouvé son efficacité sur la disponibilité des données et la cohérence avec la mission ENVISAT ou Jason-3 sur l'océan [Verron et al., 2015, Prandi et al., 2015]. Sur les zones non océaniques comme celles côtières, pour l'hydrologie continentale, la glace de mer ou la glace continentale, les outils utilisés sur océan ne sont pas optimaux en termes de couverture ou de précision. Sur glace continentale, comme on a déjà pu le voir, c'est notamment la pente qui dégrade la précision des données, la pénétration dans le manteau neigeux, ou la fiabilité de l'algorithme sur des formes d'ondes déformées par la topographie du milieu. C'est dans ce contexte que le projet PEACHI a vu le jour afin de fournir à la communauté scientifique des produits améliorés. Les domaines d'étude du projet touchent à la valorisation des corrections sur océan, la classification de formes d'ondes et la mise en place de nouveaux algorithmes de retracking dédiés aux différentes zones géographiques. Une description complète du projet et de ses applications a été faite par Valladeau et al. [2015]. Grâce à ce projet, cette thèse a pu bénéficier de la constitution d'une base de données haute fréquence (40 Hz), des diagnostics réalisés sur l'algorithme de retracking ICE-2 ainsi que de la classification des formes d'ondes développée dans ce cadre.

4.1.2 Principe de la chaîne

La chaîne CalValGlace (pour Calibration et Validation sur Glace continentale) est un outil pour effectuer des diagnostics de validation des données sur glace continentale. Elle sélectionne et calcule les grandeurs physiques et permet la visualisation de diagnostics cycliques et de statistiques sur les principaux paramètres. Elle assure le suivi de la mission SARAL sur une orbite répétitive afin d'établir des tendances sur le long terme [Rémy et al., 2014]. La Figure 4.1(a) schématise les différents aspects des traitements que la chaîne CalValGlace exécute. CalValGlace est alors un outil robuste de traitement et d'analyse de la mission SARAL.
La Figure 4.1(b) représente le nombre de mesures journalières de la distance altimétrique en sortie de l'algorithme de retracking ICE-2. Les pertes de données sont clairement visibles. L'Annexe D recense les événements instrumentaux survenus lors des 24 premiers cycles de SARAL. Nous pouvons identifier les raisons de la chute des données à certains moments qui sont pour les cycles concernés 1, 2, 3, 4, 6, 8 et 16 diverses : manoeuvres instrumentales, problème technique engendrant une perte de données safe-hold-mode (interruption de l'altimètre) ... Connaître ces événements permet de ne pas confondre ces raisons purement instrumentales avec des causes géophysiques. La chaîne CalValGlace permet donc un suivi dans le temps qui discrimine les parties non pertinentes à analyser en plus d'avoir des suivis statistiques sur le long terme. Ce qui suit présente les résultats de ce produit.



(a)



(b)

FIGURE 4.1 – Schéma de fonctionnement de la chaîne CalValGlace (a). Nombre de mesures journalières de la distance altimétrique estimée par l'algorithme de retracking ICE-2 (b).

4.2 Processus de sélection des données et utilisation de la classification des formes d'ondes

4.2.1 Limites de l'editing actuel (brut)

Le but de l'editing est de sélectionner les données en enlevant celles que l'on considère aberrantes, dépendant du contexte dans lequel on veut se placer : ici, on souhaite s'affranchir au mieux des données non physiques ou que l'on sait non fiables pour afin de quantifier la performance de la mesure sur glace continentale avec l'algorithme de retracking ICE-2. On se restreint à l'ensemble de points qui minimise l'erreur de mesure/maximise la performance. L'editing actuel ou brut est basé sur les critères suivants :

— Test sur la latitude : sélection inférieure à -66° de latitude afin de rester autour du cercle polaire Antarctique.
— Test sur la hauteur de glace supérieure au géoïde de 10 mètres minimum, le géoïde correspondant à la Mean Sea Surface (MSS). Ce test permet de garder les données sur le continent Antarctique et de s'affranchir de la glace de mer.
— Seuillage sur les paramètres et les corrections résumé dans la Table 4.1 ci-dessous.

Paramètre	**Seuil minimal**	**Seuil maximal**
Hauteur de glace (m)	*-500*	*5000*
Rétrodiffusion (dB)	*-10*	*25*
Pente du flanc ($10^{e-7)}s^{-1}$)	*-0.4*	*0.4*
Front de montée (m)	*0*	*7*
Ionosphère (m)	*-0.4*	*0.04*
Marée polaire (m)	*-15*	*15*
Marée terrestre (m)	*-1*	*1*
Troposphère humide (m)	*-0.5*	*-0.001*
Troposphère sèche (m)	*-2.5*	*-1.2*

Table 4.1 – Seuils utilisés dans l'editing brut

La Figure 4.2(a,b) représente la rétrodiffusion rejetée et mesurée le long d'une trace (a) et celle rejetée sur tout le continent (b). Sur les deux figures, la rétrodiffusion prend des valeurs extrêmes négatives pour les latitudes correspondantes aux côtes. Ces valeurs ne sont pas géophysiques, SARAL mesure tous les 175 m donc le changement brutal que l'on aperçoit sur la Figure 4.2(a) n'a pas de cause géophysique mais instrumentale. La rétrodiffusion rejetée sur tout le continent est corrélée avec la pente (Figure 2.7). Les valeurs négatives de rétrodiffusion sont présentes à plus de 99% sur les zones à fortes pentes. En conclusion, les seuils de l'editing brut sont insuffisants et arbitraire, l'editing ne tient pas compte de la géophysique : pente trop élevée, topographie accidentée ... Nous avons voulu rendre ces seuils plus restrictifs et dans un second temps, utiliser la classification des formes d'ondes. En effet, cette méthode de sélection est plus fine que les seuils car directement liée à la géométrie des formes d'ondes et nous renseigne sur la cohérence par rapport au modèle attendu par l'algorithme de retracking étudié. L'editing nouveau mis en place doit permettre d'obtenir un minorant de l'erreur de mesure.

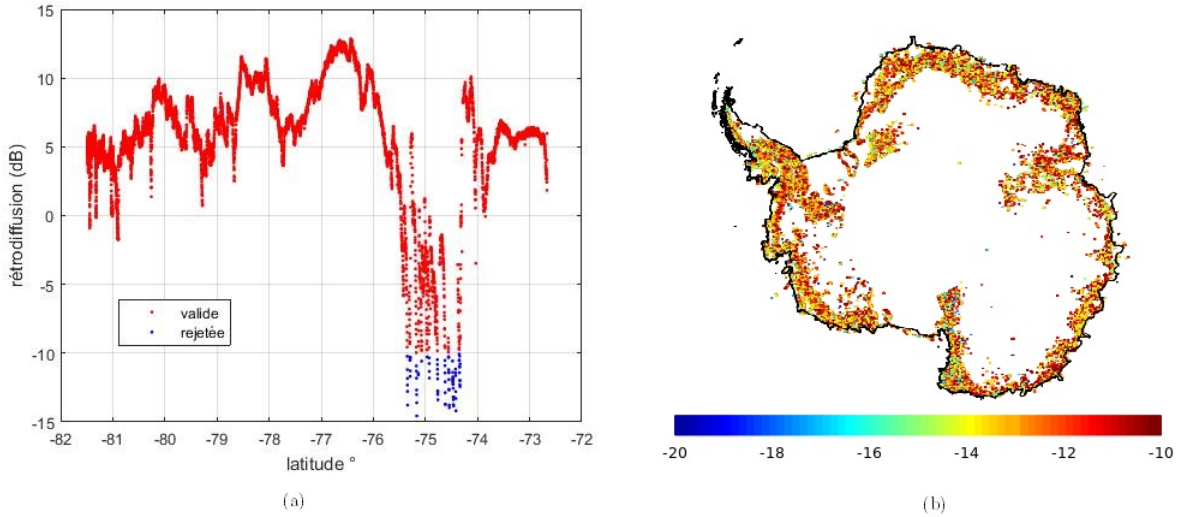


FIGURE 4.2 – Rétrodiffusion le long d'une trace validée et rejetée en dB (a). Rétrodiffusion rejetée par l'editing brut sur tout le continent en dB (b)

4.2.2 Classification des formes d'ondes

Réalisée dans le cadre du projet PEACHI, la classification des formes d'ondes SARAL vise à répartir les formes d'ondes selon leur géométrie, liée à la rétrodiffusion totale et par conséquent au type de surface observée. La classification est réalisée grâce à un réseau de neurones et une base d'apprentissage constituée de toutes les formes d'ondes différentes en bande Ka [Thibaut et al., 2010]. On a vu que l'hypothèse forte sous-jacente à l'utilisation de l'algorithme de retracking ICE-2 est que l'écho soit brownien. Grâce à la classification des formes d'ondes, on peut proposer une sélection pour rejeter les classes non conformes à l'hypothèse et obtenir des données pertinentes. La Figure 4.3 illustre les différentes classes.

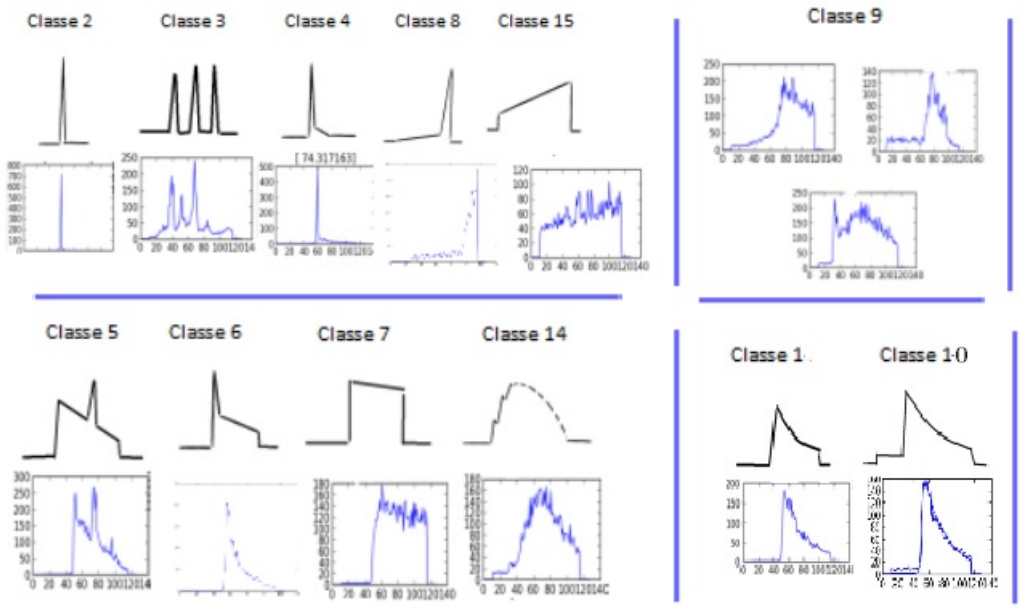


FIGURE 4.3 – Les différentes classes de formes d'onde présentes en bande Ka sur le continent Antarctique.

De cette classification, nous créons des sous-classes par rapport à leur type :

— Les classes 2, 4 et 8 et 15 sont non conformes au modèle de Brown, car soit très spéculaires ce qui est caractéristique de la glace de mer soit trop bruitée (bruit thermique amplifié) pour la classe 15 [LAXON, 1994].
— La classe 9 est la classe résiduelle : celle des formes d'ondes n'appartenant à aucune autre classe.
— Les classes 5 et 6 et les classes 7 et 14 sont des formes d'ondes browniennes déformées par la présence d'échos spéculaires.
— Les classes 1 et 10 sont browniennes, donc conformes au modèle de Brown développé pour les surfaces océaniques. La classe 10 présente pour seule différence la présence d'un bruit thermique plus élevé en amont du front de montée.

La densité en pourcentage des nouvelles classes que nous avons choisies présentes sur l'Antarctique est visible sur la Figure 4.4 (a,b,c,d). Les classes 1 et 10 (a) sont les plus denses, présentes à plus de 90% sur de vastes territoires, la majorité des échos sont donc browniens. On peut s'assurer d'une estimation fiable des paramètres de formes d'ondes par l'algorithme de retracking ICE-2 et d'une bonne couverture géographique en les gardant. La classe 9 (c) est corrélée à la pente car présente à plus de 40% sur les zones de pente supérieure à 30 m/km. L'ouverture d'antenne de SARAL entraîne une forte déformation des formes d'ondes non homogène (sinon les formes d'onde auraient été dans une classe donnée et non dans celle des inclassables). La classe 9 nous montre que la pente joue un rôle prépondérant pour l'analyse des données, et qu'ICE-2 n'est pas adapté pour ce type de formes d'ondes. L'analyse est similaire pour les classes 2, 3, 4, 8 et 15 (b), ce qui est

est dû à la classe 15 en majorité présente sur les fortes pentes. Les classes 5, 6, 7 et 14 sont présentes aux abords des zones où les classes 1 et 10 le sont et sur les bords avec un pourcentage de 40%. Elles sont explicables par la présence de pente et la rugosité de surface.

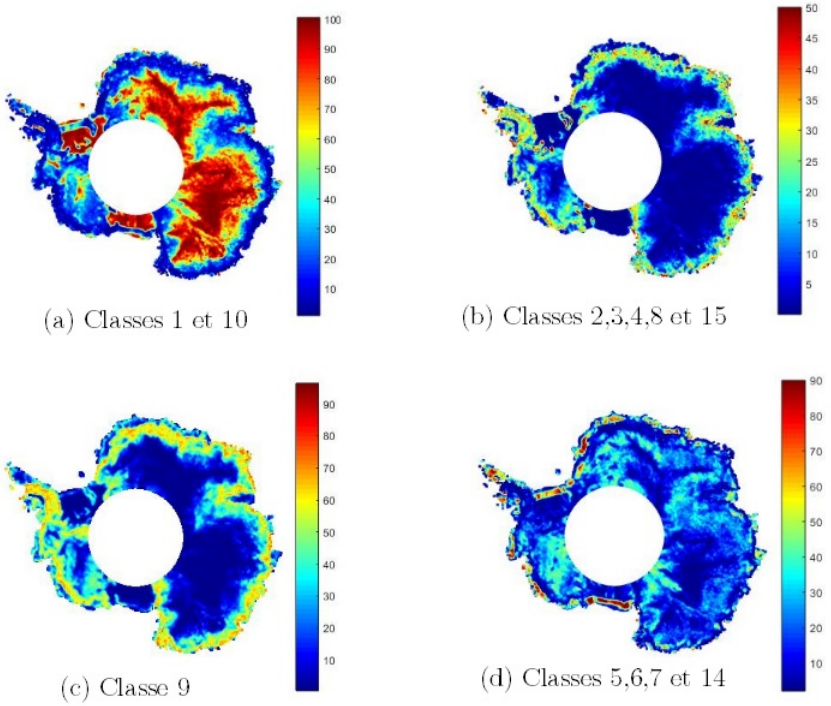


FIGURE 4.4 – Densités en pourcentage des classes sur le continent Antarctique.

On propose alors d'implémenter un editing plus sélectif dans le but d'ôter les valeurs extrêmes modifiant les statistiques sur les paramètres géophysiques. On ne conserve que les points dont :

— La rétrodiffusion est positive car les valeurs négatives correspondent à des zones où la précision est fortement dégradée à cause de l'effet de pente. Relativement à la définition de la rétrodiffusion vue dans le chapitre 2, cela veut dire que le milieu absorbe et/ou réfléchit dans une direction autre que celle de l'émetteur radar, ce qui est possible sur des terrains inclinés du continent. Qui plus est, en analysant les formes d'ondes correspondantes à une rétrodiffusion négative, les classes 15 et 9 sont prédominantes.
— L'erreur quadratique moyenne (MQE) qui quantifie la fiabilité de l'estimation par ICE-2 est suffisamment basse. Dans notre cadre, cette valeur est prise à 0.02 qui correspond à la moyenne + l'écart-type observés sur les données.
— La pente est inférieure à un seuil pour éviter les déformations trop importantes des formes d'ondes. On se base sur une valeur de seuil de 30 m/km, là aussi définie par l'observation d'histogrammes. La pente est celle dérivée des données d'ERS1 montrée sur la Figure 2.7(a).
— Le front de montée peut être inférieur à la valeur de saturation définie par ICE-2

qui est de 7.8 m.

Comme les seuils ne sont pas exhaustifs, on s'appuie également sur la classification des formes d'ondes du projet PEACHI.

4.2.3 Tests de sensibilité de différents editings : sélection de données pertinentes

Les editings que l'on mis en place pour améliorer l'editing brut sont une surcouche à ce dernier. La Table 4.2 ci-dessous récapitule les critères utilisés sur les 4 editings testés qui sont nommés par rapport aux critères de sélection, de seuillage ou de classification. Le pourcentage des mesures rejetées par chaque nouvel editing est illustré sur la Figure 4.5. L'editing Seuil-1 enlève un signal géographique, il faut un critère de sélection plus fin. Les editings Seuil-2 et Classif-1 ne sont pas assez sévères. Les editings Classif-2 et Seuil2 + Classif-2 sont sévères mais notamment pour l'editing Seuil-2 + Classif-2, la sélection garantit des données physiquement interprétables et fiables grâce à la combinaison des seuils et de la classification. L'avantage de cet editing est aussi de ne pas se baser sur l'estimation de la pente mais sur la mesure de la forme d'onde elle-même. C'est pourquoi nous le gardons pour estimer la performance de la mesure de SARAL sur glace continentale.

Editing	**Seuil-1**	**Seuil-2**	**Classif-1**	**Classif-2**	**Seuil-2 + Classif-2**
Critères	*MQE < 0.02 et pente < 30 m/km*	*MQE < 0.02 rétrodiffusion > 0 dB front de montée < 7 m*	*Les classes 2,3,4,8 et 15 sont ôtées*	*Seules les classes 1 et 10 sont conservées*	*Combinaison des critères de qualité correspondants*

TABLE 4.2 – Récapitulatif des différents critères de qualité utilisés selon l'editing implémenté. Tous ces editing contiennent de base le test sur la latitude inférieure à -60°, celui sur la hauteur de glace supérieure au géoïde + 10 m et celui sur la rétrodiffusion inférieure à 25 dB et supérieure à -10 dB.

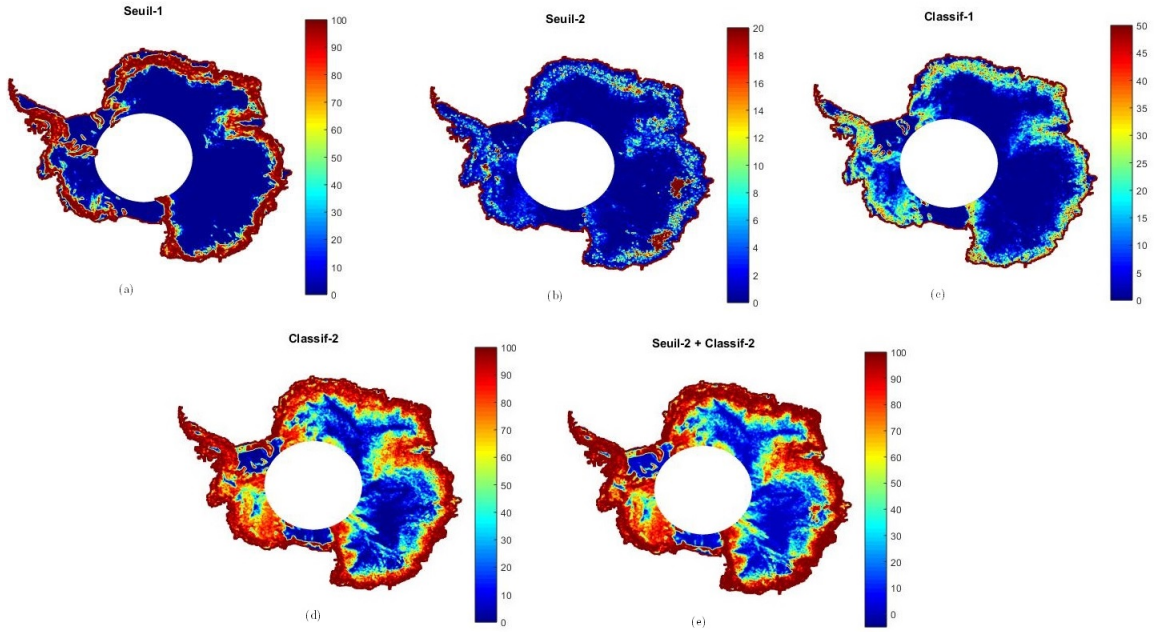


FIGURE 4.5 – pourcentage des mesures rejetées selon l'editing testé : Seuil-1 (a), Seuil-2 (b), Classif-1 (c), Classif-2 (d), Seuil-2 + Classif-2 (e)

Les résultats de l'application de l'editing Seuil-2 + Classif-2 sont visibles sur la Figure 4.6. Les données rejetées par le nouvel editing sont majoritairement près des côtes du continent (latitude maximale sur la figure). On voit que les pentes trop élevées sont rejetées ainsi que les données où la MQE est considérée en-dessous du seuil de fiabilité. La rétrodiffusion valide est homogène le long de la trace. La topographie du milieu caractérisée par des pentes fortes distord les formes d'ondes de SARAL. Nous ne gardons donc que les données dont l'estimation des paramètres par l'algorithme de retracking ICE-2 est fiable. Cette étude illustre l'importance du processus de sélection des données dans le traitement des données altimétriques. Dans la suite, la méthode des points de croisement est appliquée pour quantifier la performance de la mesure par SARAL sur glace continentale.

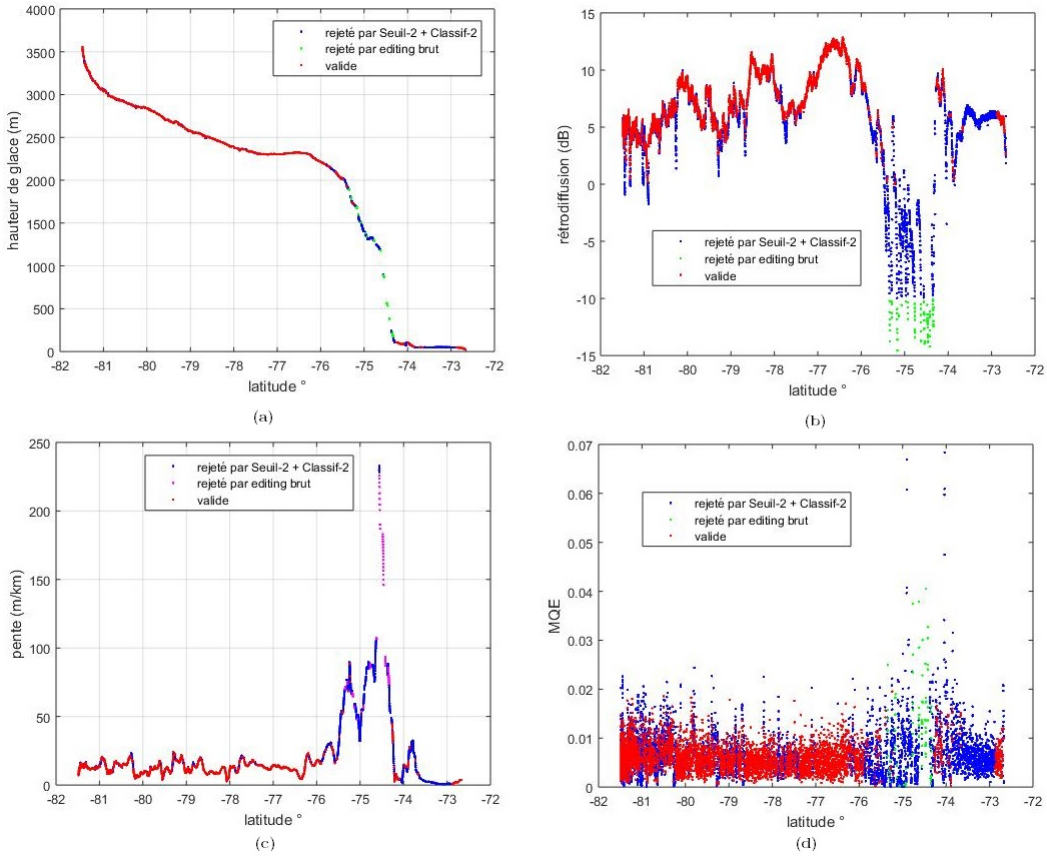


FIGURE 4.6 – Effet de l'editing Seuil-2 + Classif-2 sur la trace 177 du cycle 5 : sur la hauteur de glace en m (a), sur la rétrodiffusion en dB (b), sur le front de montée en m (c), sur la MQE (d).

4.3 Méthode des points de croisement comme estimation de la performance de la mesure de SARAL

4.3.1 Introduction

La méthode des points de croisement a déjà été illustrée dans le chapitre 3 en intermission : comparaison d'un point pris sur une trace ascendante d'ENVISAT avec celui d'une trace descendante d'ICESat ou vice-versa. Dans ce chapitre, les points de croisement sont mono-mission, puisqu'on utilise seulement les traces de SARAL. La différence aux points de croisement permet de quantifier la cohérence de l'altimètre sur glace continentale en quantifiant l'erreur de mesure. Soient s1(t) et s2(t) les deux signaux altimétriques mesurés à un point de croisement. La différence entre les deux donne :

$$\begin{aligned} s1(t) - s2(t) =& g1(t) - g2(t) + e1(t) - e2(t) \\ =& g3(t) + e3(t) \end{aligned} \tag{4.1}$$

Avec g1(t), g2(t) et g3(t) un signal géophysique variable temporellement et spatialement et e1(t), e2(t), e3(t) l'erreur de mesure de l'instrument. On peut alors quantifier aux points de croisement l'erreur de mesure de l'altimètre :

$$E[g1(t) - g2(t)] + E[e1(t) - e2(t)] = E[g3(t)] + E(e3(t)] \tag{4.2}$$

Ce qui donne la moyenne du signal géophysique plus la moyenne de l'erreur de mesure. La variance, quant à elle s'exprime comme :

$$Var[g3(t)] + Var[e3(t)] \tag{4.3}$$

En faisant l'hypothèse que les variables g1(t), g2(t), e1(t) et e2(t) sont indépendantes ce qui valable.

De manière littérale nous pouvons donc déduire :

$$\begin{aligned} Hauteur_trace_ascendante - Hauteur_trace_descendante = \\ variabilité_géophysique(< 35jours) + \\ erreur_de_mesure \end{aligned} \tag{4.4}$$

La Figure 4.7(a,b) présente l'évolution de la couverture géographique (a) ainsi que de la densité des données disponibles aux points de croisement selon l'écart temporel (b). A partir de 10 jours, le continent est pratiquement couvert totalement et l'est au bout de 20 jours avec près de 80% des données. Nous avons donc paramétré le calcul des points de croisement avec différents écarts temporels allant de 5 à 35 jours par pas de 5 jours pour quantifier l'impact de l'écart temporel comme nous le verrons plus loin.

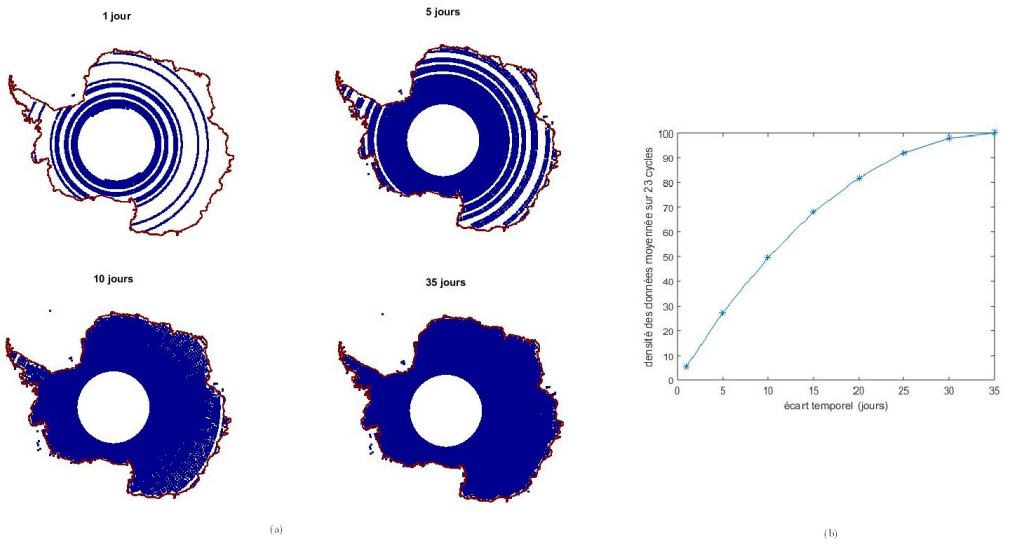


FIGURE 4.7 – Evolution de la couverture géographique selon l'écart temporel (a). Evolution de la densité des données disponibles aux points de croisement par cycle selon l'écart temporel choisi, en pourcentage (b).

4.3.2 Application du nouvel editing

La Figure 4.8(a,b,c,d) montre les moyennes et écarts-types pour la différence de hauteur aux points de croisement avant et après application de l'editing Seuil-2 + Classif-2. On remarque une forte saturation notamment pour la moyenne de la différence de hauteur (a). En effet, la différence à l'intérieur du continent varie de -0.5 à 0.5 m mais en s'approchant des côtes et avec la pente croissante, elle s'amplifie de ±10 m. L'écart-type est de l'ordre de 1 m à l'intérieur du continent mais peut atteindre plus de 10 m sur les côtes (b). SARAL est fortement sensible à la pente. L'application de l'editing Seuil-2 + Classif-2 permet de détecter des structures non visibles auparavant. Les plates-forme de Filchner-Ronne et de Ross sont les zones à plus fort écart-type. La moyenne de la différence de hauteur est beaucoup plus basse sur la plate-forme de Filchner-Ronne que sur le reste du continent. Elle atteint plus de -1 m et près de 1 m en bordure de la plate-forme. La plate-forme d'Amery a une différence de l'ordre de 1 m. La plate-forme de Ross, elle, n'a pas de structure atypique par rapport au reste du continent. Par contre, en ce qui concerne l'écart-type les deux plates-formes présentent des valeurs élevées, dépassant les 0.5 m pour Filchner-Ronne et autour de 0.4 m sur la plate-forme de Ross.
Avant application de l'editing Seuil-2 + Classif-2, la différence de hauteur de glace est de -1.8 m ± 11 m. Après application, elle est de -0.2 m ± 1.2 m.

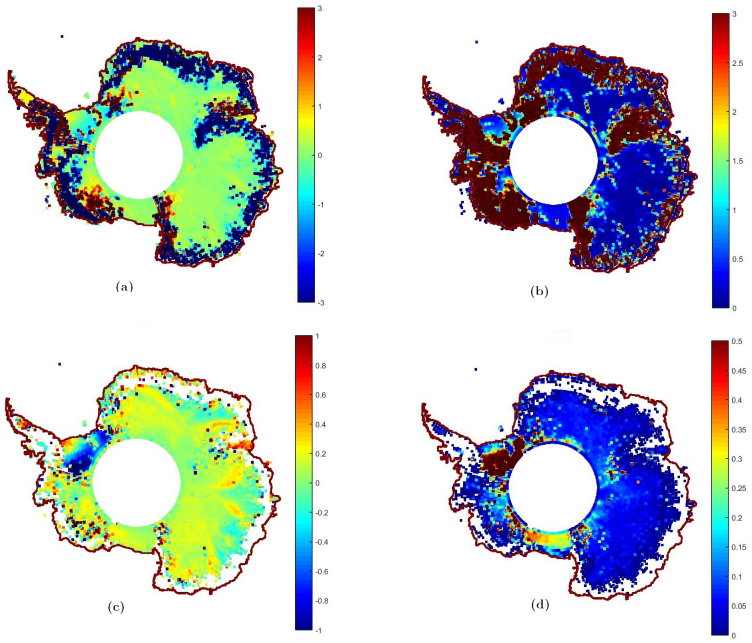


FIGURE 4.8 – Moyenne aux points de croisement de la différence de hauteur de glace en mètres (a), écart-type associé (b), moyenne de la différence de hauteur après editing (c), écart-type associé (d).

4.3.3 Impact de l'écart temporel sur la variabilité de la différence de hauteur aux points de croisement

La Figure 4.9(a,b) montre la moyenne de la différence de hauteur et l'écart-type selon l'écart temporel aux points de croisement . Nous remarquons que les structures géographiques ne changent pas au fur et à mesure que l'écart temporel augmente que ce soit pour la moyenne ou l'écart-type sauf pour les plates-formes de Ross et de Filchner-Ronne en ce qui concerne l'écart-type. Sur la Figure 4.10(a,b) nous pouvons suivre l'évolution par cycle sur tout le continent de la moyenne de la différence de hauteur et de son écart-type entre 10 jours et 35 jours. L'écart temporel a une certaine influence sur l'écart-type sûrement dû aux valeurs élevées présentes sur les plates-formes. L'écart entre 10 et 35 jours ne dépasse pas les 10 cm sauf pour le cycle 18 impacté par une période de dépointage de l'altimètre. La moyenne est relativement basse variant de -0.05 à 0.06 et l'écart-type varie autour de 35 cm. On remarque une périodicité de un an sur la moyenne. Avant de donner une estimation de la performance de SARAL sur glace continentale, nous corrigeons de l'effet présent sur les plates-formes.

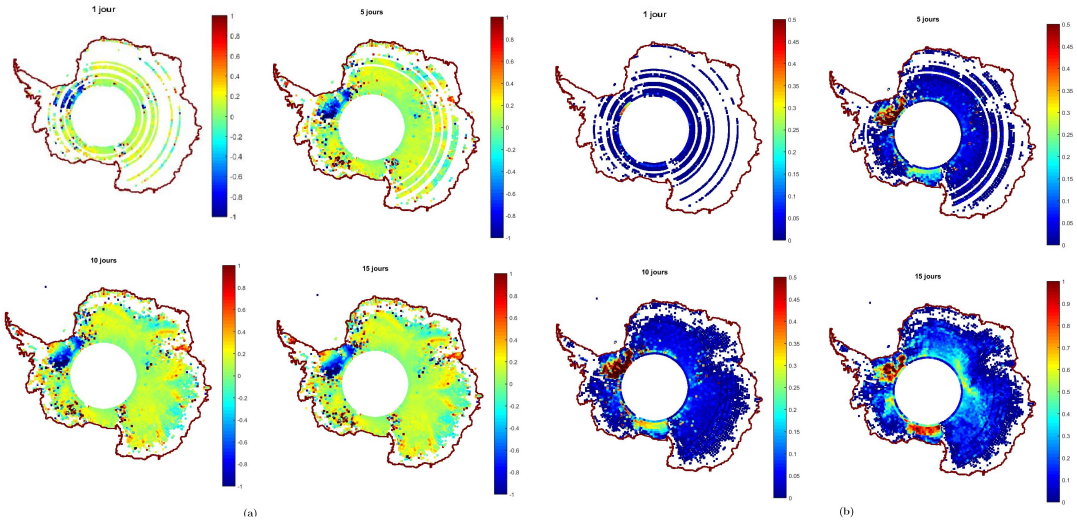


FIGURE 4.9 – Evolution selon l'écart temporel de la différence de hauteur en m (a) de l'écart-type en m (b).

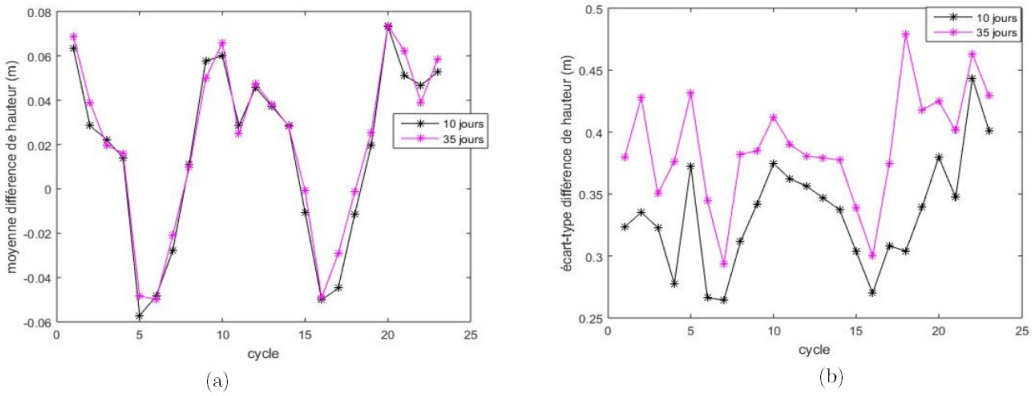


FIGURE 4.10 – Evolution par cycle en m de la moyenne de la différence de hauteur en m (a) de l'écart-type en m (b).

4.4 Comparaison de standards de correction : exemple de la marée océanique

Les plates-formes de Ross et de Filchner-Ronne sont les zones où la moyenne et l'écart-type de la différence de hauteur sont les plus élevés. La plate-forme d'Amery présente des valeurs moyennes élevées. Nous avons revu par conséquent notre correction de marée océanique qui ne contenait que l'effet de charge. Nous avons donc appliqué l'effet de charge sur tout le continent et rajouté la correction de marée $GOT4.8$ sur les plates-formes. Ces deux corrections sont issues du modèle GOT (Global Ocean Tide) [Ray, 2013]. Une analyse des points de croisement sans l'étape d'editing n'aurait pas été pertinente car la

variabilité aurait été noyée dans le bruit d'estimation des paramètres issus du retracking. La Figure 4.11(a,b) montre le résultat de la moyenne (a) et de l'écart-type (b) de la différence de hauteur sur les 23 premiers cycles de SARAL après application de la correction de marée $GOT4.8$ dont on suppose qu'elle explique une partie du signal altimétrique aux points de croisement. La moyenne de la différence de hauteur à l'issue de l'application de l'editing Seuil-2 + Classif-2 et l'application de la correction de marée océanique GOT4.8 est de l'ordre de 0 à 30 cm sur tout le continent. Les plates-formes d'Amery, de Ross et de Filchner-Ronne ne présentent plus de structure atypique montrant que la marée expliquait effectivement le signal. Quelques points aberrants sont à déplorer suggérant une évolution de l'editing à mettre en place. L'écart-type ne dépasse pas les 20 cm. Au final, par rapport à avant application de l'editing, la réduction de l'écart-type global est de 90% avec 60% de données gardées, obtenant une couverture géographique homogène pour une différence de hauteur de glace de -0.08 ± 0.16 m.
Grâce aux améliorations présentées précédemment nous pouvons affiner notre compréhension en comparant deux sources de marées pour choisir la plus adaptée. Des études menées par Maraldi et al. [2007], Maraldi [2008] aux points de croisement également montre que le modèle régional $MOG2D/T_UGOm$ (2D Gravity Waves Model) est meilleur que le modèle $FES2004$ sur la plate-forme d'Amery avec un écart-type de 86 cm. Nous comparons ici lors du cycle 2 sur les deux plates-formes de Ross et Filchner-Ronne la correction $FES2014$ (Finite Element Solution) et $GOT4.8$ [Le Provost et al., 1998, Carrere et al., 2015]. La Figure 4.12 illustre que la correction de marée issue du modèle $GOT4.8$ est meilleure dans notre contexte car elle réduit la variance aux points de croisements par rapport à $FES2014$ ce qui est un gage de qualité car elle homogénéise les données. Ce diagnostic de comparaison à travers la méthode des points de croisement est applicable à d'autres standards de corrections comme celles de l'orbite et celles atmosphériques.

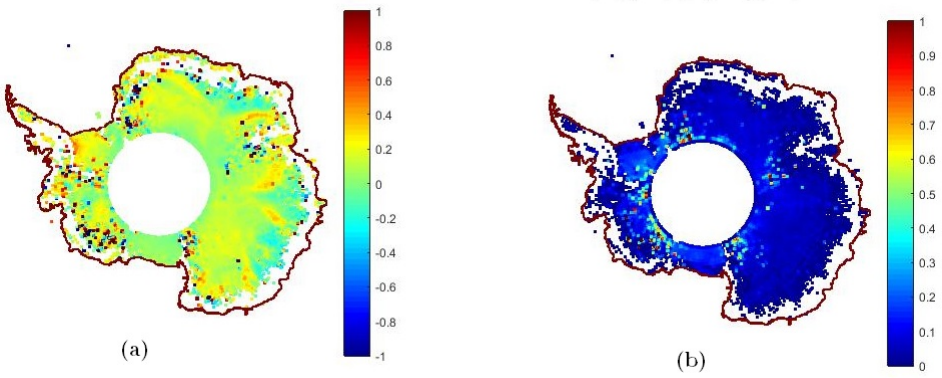


FIGURE 4.11 – Moyenne de la différence de hauteur (a) et écart-type (b) en m après application de la correction de marée océanique $GOT4.8$.

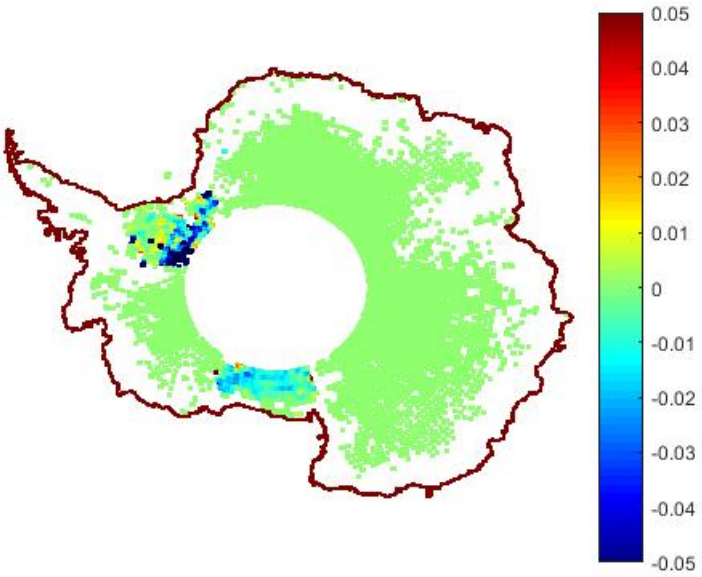


FIGURE 4.12 – Différence de variance de la correction de marée $GOT4V8$ et de la correction $FES2014$ en m.

4.5 Variabilité spatiale et temporelle aux points de croisement

4.5.1 Variation spatio-temporelle

La Figure 4.13 représente l'évolution sur les 12 premiers cycles de SARAL. On note une faible variabilité d'un cycle à l'autre inférieure à 10 cm, la moyenne de la différence de hauteur varie très peu. Ceci peut signifier que la profondeur de pénétration est faible. En effet, la profondeur de pénétration est variable spatio-temporellement. La moyenne est de 20 cm sur l'intérieur et est proche de 0 m sur la plate-forme de Ross, sur la terre d'Enderby et la terre de Wilkes. On remarque une périodicité surtout pour la plate-forme de Filchner-Ronne. Il se peut que la correction de marée océanique ne soit pas optimale avec une périodicité due à un potentiel aliasing.

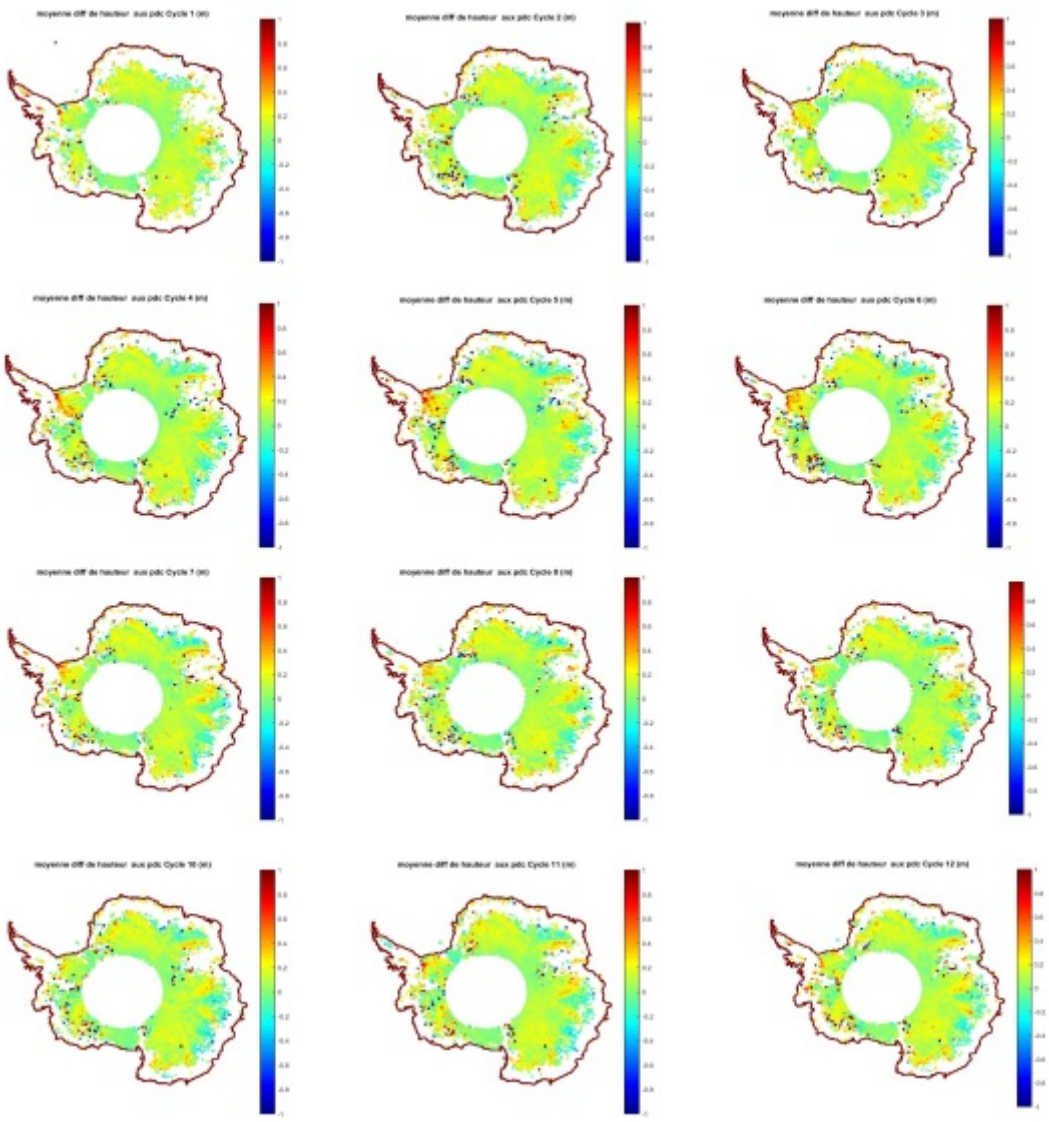


FIGURE 4.13 – Evolution par cycle, du cycle 1 au cycle 12, de la différence de hauteur aux points de croisement en m après application de la correction de marée océanique.

4.5.2 Evolution temporelle globale et locale

La Figure 4.14 montre l'évolution par cycle de la moyenne de la différence de hauteur (a) et de son écart-type (b) en m, après application de la correction de marée océanique. Nous avons sélectionné les données dont l'écart temporel est de 10 jours, et comparé avec celles dont l'écart est de 35 jours. L'application de la correction de marée océanique a pour effet de «remonter» les valeurs de la moyenne et la périodicité que l'on avait remarquée avant n'est plus présente. La moyenne varie de 7 cm à 10 cm et l'écart-type baisse sensiblement variant autour de 25 cm. Nous remarquons que la différence de hauteur est peu sensible à l'écart temporel, la tendance à 10 jours est la même qu'à 35 jours.

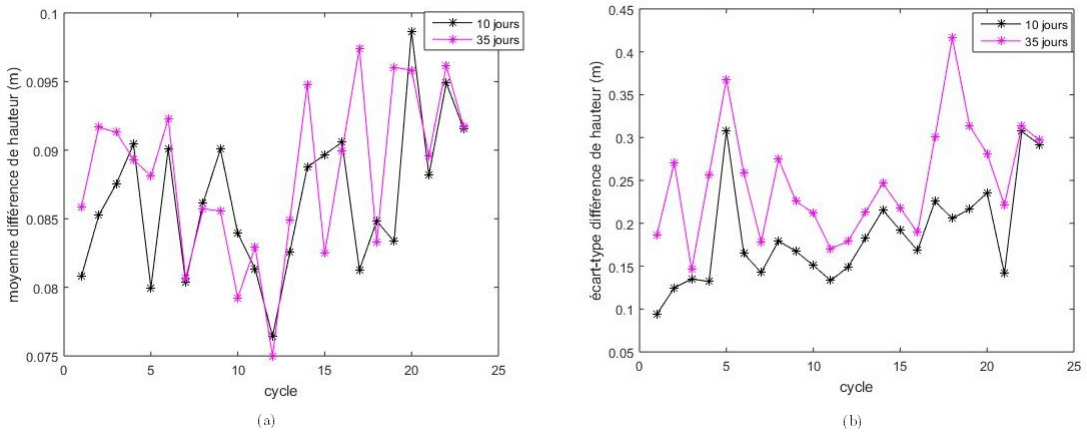


FIGURE 4.14 – Evolution par cycle sur tout le continent de la moyenne de la différence de hauteur (a) et de l'écart-type (b) en m.

Pour valider l'impact de la correction de marée océanique, la Figure 4.15(a,b,c,d) montre le suivi par cycle sur les deux plates-formes : la moyenne et l'écart-type sur la plate-forme de Ross (a et b) et sur la plate-forme de Filchner-Ronne (c et d). L'amélioration due à l'application de la correction de marée océanique $GOT4.8$ est clairement visible. Sur la plate-forme de Ross (a et b), la moyenne a une dynamique à présent inférieure à 10 cm au lieu de 40 cm. L'écart-type est à présent de 10 à 24 cm soit une baisse de 12 cm. Pour la plate-forme de Filchner-Ronne (c et d), la moyenne est maintenant de 10 cm et n'a plus une dynamique aussi étendue. On constate une périodicité cohérente avec ce qui a été observé sur la Figure 4.13. L'écart-type est désormais réduit de 40 cm, variant de 10 à 24 cm avec un signal annuel fort qui peut être dû à l'aliasing de marée.

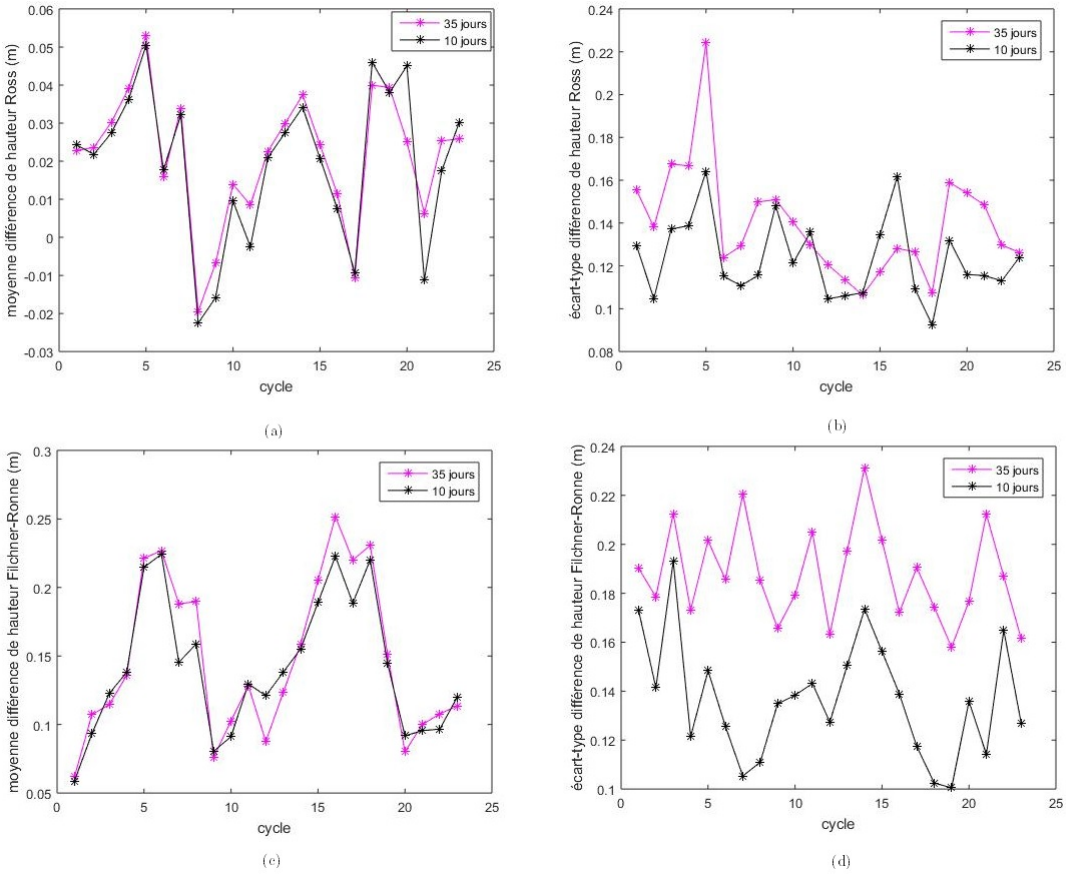


FIGURE 4.15 – Evolution par cycle de la moyenne de la différence de hauteur aux points de croisement sur la plate-forme de Ross (a), de l'écart-type (b), de la moyenne sur la plate-forme de Filchner-Ronne (c) et de l'écart-type (d), le tout en m.

4.6 Conclusions de l'étude

La chaîne CalValGlace est un outil robuste de traitement des données altimétriques et de validation pour la quantification de la performance d'une mission. Un editing plus restrictif a été mis en place afin d'estimer la performance maximale de SARAL grâce à la méthode des points de croisement. En effet, en prenant en compte l'algorithme de retracking ICE-2, le but de cette étude est d'obtenir un minorant de l'erreur de mesure. L'editing Seuil-2 + Classif-2 est l'editing qui permet de s'affranchir de la distorsion des formes d'ondes causée par la topographie pentue. A l'issue de cet editing la performance de SARAL est de l'ordre de -0.2 cm ± 1.2 m. L'écart temporel entre deux mesures d'un point de croisement n'a pas d'impact significatif sur la variabilité de la différence de hauteur si ce n'est de pouvoir s'affranchir d'événements instrumentaux. Des structures atypiques sur les plates-formes de Ross et de Filchner-Ronne ainsi qu'Amery sont observées. Sur glace continentale, la correction de marée issue du modèle $GOT4.8$ est la plus adaptée pour réduire l'écart aux points de croisement sur les plates-formes par rapport à la correction $FES2014$. A l'issue de ces deux traitements, nous conservons 60% des

données et obtenons une performance de SARAL de -0.08 cm ± 0.16 cm, donc une performance centimétrique, en accord avec les valeurs sur océan. La différence de hauteur aux points de croisement est peu variable temporellement et spatialement, mais un signal résiduel périodique reste visible sur la plate-forme de Filchner-Ronne potentiellement dû à un aliasing de marée, suggérant des améliorations à envisager dans la correction de marée aux hautes latitudes notamment en comparant avec un modèle régional. Notre méthode des points de croisement permet d'établir des diagnostics pour quantifier la performance de la mesure et permet d'effectuer une analyse de sensibilité pour d'autres standards de correction. Grâce à ce diagnostic de performance on peut effectuer une analyse fiable sur tout le continent. Les données près des côtes, zones les plus sujettes à une variation de hauteur sont celles qui sont le moins précises. Des améliorations de l'algorithme de retracking ICE-2 sont aussi envisageables (voir le chapitre des conclusions et perspectives). Le chapitre 5 qui suit décrit les observations de SARAL sur près de trois ans de mission afin d'apporter une analyse des données.

Chapitre 5

Apport de la bande Ka pour l'étude de la calotte Antarctique : premières observations de SARAL

Points-clés du chapitre 5

Dans ce dernier chapitre de résultats, après avoir validé les données et estimé la performance de SARAL, les observations de la mission sur plus de deux ans sont montrées, afin d'analyser les différences que l'on a avec la bande Ku. L'aspect théorique est d'abord abordé et l'analyse des données réelles suit. Nous découpons l'analyse des données réelles par paramètre de forme d'onde puis nous étudierons la hauteur de glace. Nous tentons d'apporter des éclaircissement sur la physique de la mesure de SARAL grâce à des suivis statistiques et à la comparaison entre les bandes S, Ku et Ka. Une partie de ce chapitre fait l'objet d'une publication en co-auteur. [Rémy et al., 2015].

Sommaire

5.1 Apport de la bande Ka : aspect théorique 78

5.2 Analyse des données réelles : les paramètres de formes d'ondes 80

5.2.1 La rétrodiffusion 80

5.2.2 La pente du flanc 86

5.2.3 Le front de montée 87

5.3 Analyse des données réelles : la hauteur de glace 89

5.4 Conclusions et ouvertures 94

5.1 Apport de la bande Ka : aspect théorique

Comme on a pu déjà le voir dans le chapitre 2, SARAL comporte des caractéristiques différentes des missions altimétriques radar précédentes qui vont impacter le signal altimétrique à savoir une ouverture d'antenne plus étroite, une meilleure résolution ou encore une profondeur de pénétration moindre. SARAL offre une densité de mesures plus élevée que les missions précédentes car ses mesures sont échantillonnées à 40 Hz au lieu de 20Hz sur ENVISAT, c'est-à-dire que les mesures along-track sont espacées de 175 m au lieu de 350 m respectivement ce qui améliore la résolution spatiale. En comparant ENVISAT et SARAL on peut établir des hypothèses sur le comportement en bande Ka de l'interaction entre l'onde radar et le manteau neigeux. La différence de hauteur entre SARAL et ENVISAT est due à plusieurs phénomènes : la tendance d'élévation c'est-à-dire la variation de la hauteur de glace liée à l'écart temporel entre les deux mesures, la variabilité saisonnière, la fréquence de l'onde radar différente, la polarisation, le comportement des algorithmes de retracking ou même l'ouverture d'antenne différente entre les deux missions (prise en compte du gain d'antenne). La Figure 5.1(a,b,c) compare les formes d'ondes en bande S (a) sur ENVISAT, en bande Ku sur ENVISAT également (b) et en bande Ka (c) sur SARAL sur le territoire de la Terre de la Reine Maud. Ces formes d'ondes font partie de la classe 1. On voit clairement que la forme d'onde présente un pic plus prononcé au fur et à mesure que la fréquence augmente (ceci est lié à l'ouverture d'antenne plus étroite), la pente du flanc va donc être plus faible en bande Ka qu'en bande Ku ou S. La forme d'onde est plus pointue et la largeur du front de montée est plus courte.

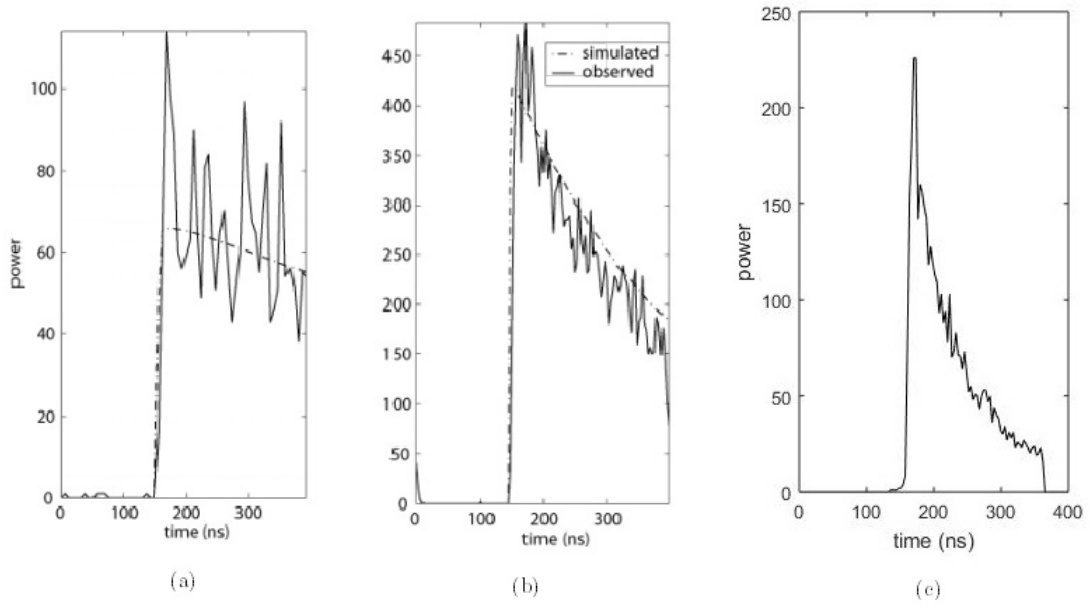


FIGURE 5.1 – Forme d'onde en bande S (a), en bande Ku (b) et en bande Ka (c).

La Figure 5.2 est une simulation de l'écho de volume et de l'écho total comprenant celui de surface et de volume dans les trois bandes de fréquences. L'écho de volume en bande Ka débute plus tôt que dans les autres bandes (cela se voit surtout entre la bande

Ka et la bande S). Le rapport volume/surface est aussi plus élevé en bande Ka que dans les autres bandes, ce qui implique que l'écho de volume en bande Ka est plus fort mais provient des couches très proches de la sub-surface [Rémy et al., 2015, Rémy, 2016].

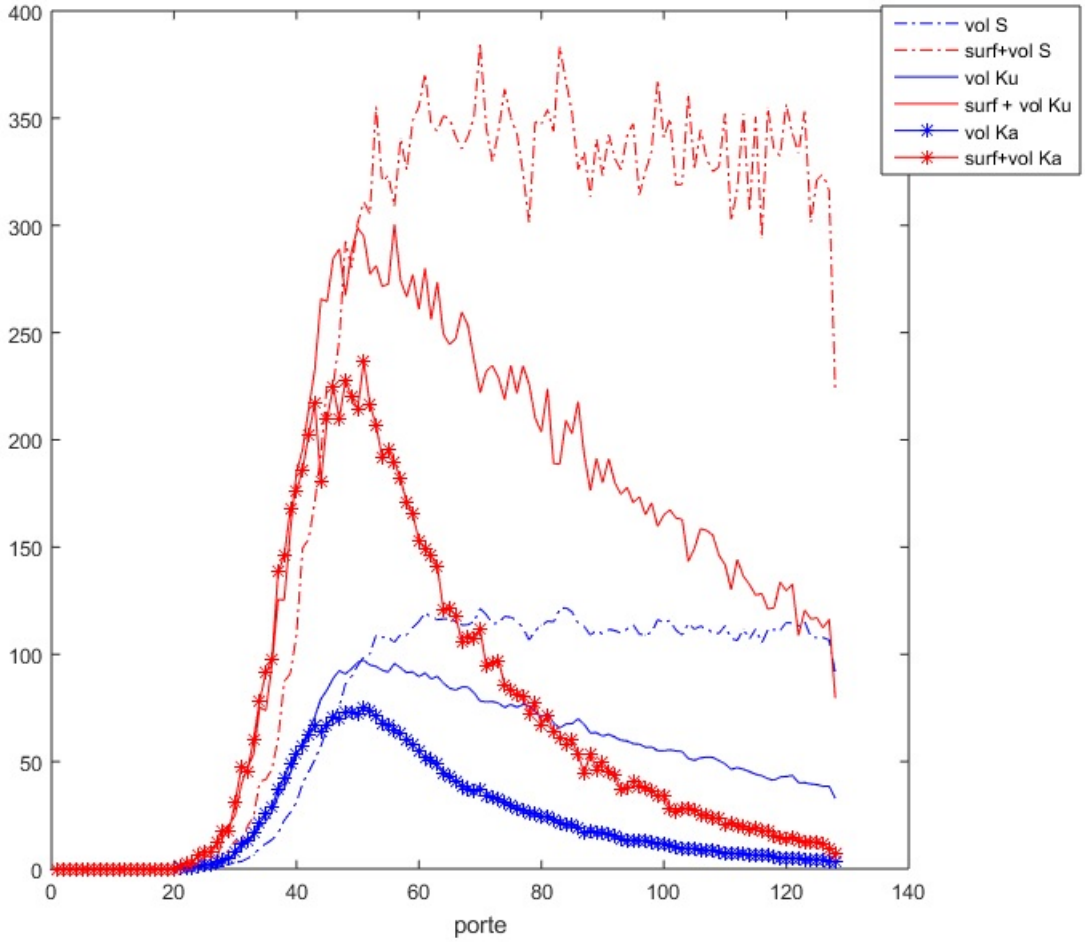


FIGURE 5.2 – Simulation de l'écho de volume et de l'écho total (surface + volume) selon la bande de fréquences.

L'ouverture d'antenne plus faible entraîne une mesure plus précise avec une sensibilité moindre en bande Ka pour les hétérogénéités de surface. Néanmoins à la longueur d'onde de SARAL, 8 mm, les petits éléments comme par exemple les grains de neige jouent un rôle important. La rugosité à petite échelle va donc jouer un plus grand rôle que dans les bandes S et Ku. Le front de montée estplus faible à cause de la largeur de l'impulsion. La pénétration dans le manteau neigeux est beaucoup plus faible donc l'écho devrait provenir directement de la sub-surface. Ceci engendre une valeur plus faible pour les paramètres de forme d'onde. La Table 5.1 permet de résumer certains aspects connus par la théorie pour savoir à quoi s'attendre sur les observations réelles et si différence il y a, réussir à l'expliquer.

	SARAL Bande Ka	ENVISAT Bande Ku	ENVISAT Bande S	Commentaires
Longueur d'onde dans le vide	*8 mm*	*2.2 cm*	*9.4 cm*	*En bande Ka, le signal va être plus sensible aux éléments de petite longueur d'onde*
Pertes par diffusion	*0.9 à 7* m^{-1}	*0.02 à 0.16* m^{-1}	*0.00004 à 0.00069* m^{-1}	*Les paramètres de formes d'onde ont des valeurs plus faibles en bande Ka*
Pertes par absorption	*0.5 à 0.8* m^{-1}	*0.07 à 0.12* m^{-1}	*0.05 à 0.1* m^{-1}	*Le milieu est « vu » comme transparent en bande S, les interfaces entre les différentes couches de neige sont négligeables en bande Ka*
Pertes par extinction	*1.4 à 7.8* m^{-1}	*0.09 à 0.28* m^{-1}	*0.05 à 0.1* m^{-1}	*la pénétration de l'onde est moindre en bande Ka*
Sensibilité à la taille des grains	*Très forte*	*Forte*	*Faible*	*La bande Ka permettrait de mieux estimer ce paramètre*
Empreinte au sol sur une surface plane	*8.5 km*	*18.9 km*	*18.9 km*	*La mesure est plus précise en bande Ka et moins sensible aux hétérogénéités de la surface, sur les zones plates*

TABLE 5.1 – Aspect théorique des bandes Ka, Ku et S.

5.2 Analyse des données réelles : les paramètres de formes d'ondes

Les observations de SARAL présentées ici sont les sorties de la chaîne présentée dans le chapitre précédent, après application de l'editing, afin qu'elles soient homogènes et en accord avec les hypothèses induites de l'utilisation de l'algorithme de retracking ICE-2.

5.2.1 La rétrodiffusion

La bande S sur ENVISAT n'a fonctionné que jusqu'au cycle 55 sur les 88 cycles d'ENVISAT. Néanmoins, l'utilisation d'un altimètre bi-fréquence permet de comparer deux mesures simultanées prises par le même altimètre, ce qui nous affranchit de la variabilité saisonnière et de la tendance d'élévation. Reste l'effet majoritaire de pénétration, de l'ouverture d'antenne mais aussi la sensibilité différente du signal altimétrique selon la longueur d'onde aux propriétés du manteau neigeux [Zwally et al., 2002, Lacroix et al., 2008, 2007]. En comparant les mesures simultanées en bande S et en bande Ku et en ajoutant les résultats de la mission SARAL nous pouvons voir si le comportement des formes d'ondes en bande Ka est cohérent avec la théorie et les analyses effectuées en bandes S et Ku. La Figure 5.3 représente la rétrodiffusion moyenne pour toute la période de fonctionnement de la bande S (a), celle de la bande Ku (b) et les 28 premiers cycles de SARAL (c). Les 3 cartes de rétrodiffusion dans chaque bande de fréquence ont les mêmes structures géographiques, notamment on observe de fortes valeurs de la rétrodiffusion sur les plates-formes de Ross et de Filchner-Ronne, ainsi que sur la Terre de Marie Byrd et le Dronning Maud Land. Ces deux dernières régions sont vues très lisses par l'altimètre [Legresy et al., 2005, Rémy et al., 2015]. Les vents catabatiques et la rugosité de surface sont forts sur les côtes et plus faibles lorsqu'on s'éloigne de celles-ci expliquant les structures spatiales observées. La différence dans l'écho de volume vue sur la Figure 6.6 explique également l'ordre de grandeur sur ces zones. Le caractère lisse d'une surface est inversement proportionnelle à la fréquence (critère de Rayleigh), donc la bande Ka voit une surface plus rugueuse qu'en bande S ou bande Ku. Ce qui explique l'ordre de grandeur de la rétrodiffusion que l'on observe à savoir la rétrodiffusion en bande S supérieure

à celle en Ku, elle-même supérieure à celle en Ka. Qui plus est, les pertes par diffusion sont plus faibles en bande Ka et la profondeur de pénétration moindre, ce qui contribue à faire diminuer la rétrodiffusion également.

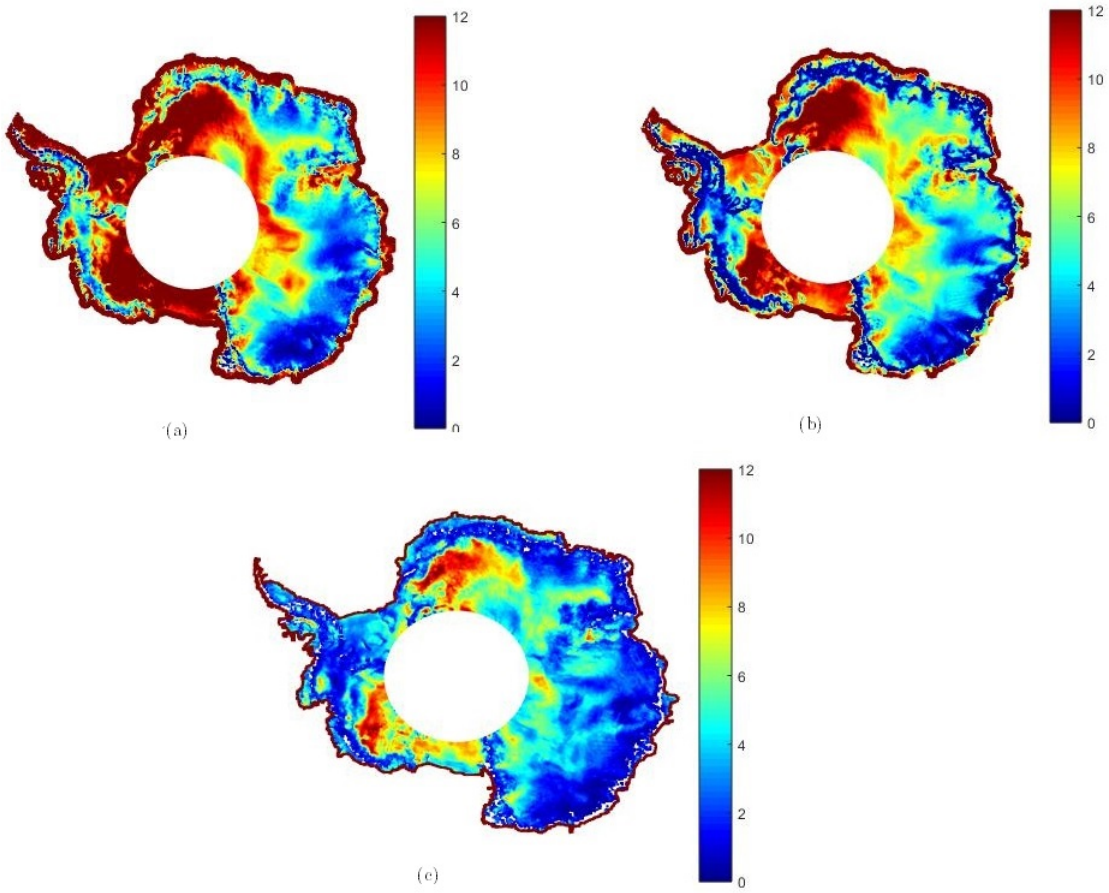


FIGURE 5.3 – Moyenne de la rétrodiffusion en dB pour la bande S (a), la bande Ku (b) et la bande Ka (c).

La Figure 5.4(a,b) montre le suivi par jour de la moyenne de la rétrodiffusion sur le continent entier et son suivi par cycle sur quatre zones différentes : Vostok, Filchner-Ronne, Ross et la Terre de la Reine Maud. On observe sur le suivi journalier un minimum lors du cycle 10 et 19 précédé par un maximum, la période est de un an. La variation temporelle est d'à peine 2 dB. Pour le suivi par zones, les valeurs des 4 zones sont cohérentes avec la carte de la rétrodiffusion moyenne en bande Ka. En effet, pour la Terre de la Reine Maud, la rétrodiffusion est la plus élevée avec une dynamique de 6.5 à 9 dB ce qui est cohérent avec les valeurs moyennes observées sur la Figure 5.3(c). Pour la zone de Vostok, la dynamique est de 5 à 7 dB . Pour la plate-forme de Ross, la rétrodiffusion est plus variable elle s'étend de 5 à 8 dB, ce qui correspond à la valeur moyenne de 7 dB observée sur la carte de rétrodiffusion moyenne. La plate-forme de Filchner-Ronne a des valeurs plus basses, de 3 à 5 dB. L'évolution temporelle des 4 zones est sensiblement

différente, les deux plates-formes ont un signal anti corrélé, la plate-forme de Filchner-Ronne a une rétrodiffusion élevée lorsque celle sur la plate-forme de Ross est basse. Au final, la dynamique temporelle ne dépasse pas les 3 dB, ce qui est supérieur à la variabilité temporelle en bande Ku suggérant une sensibilité accrue de la bande Ka à un paramètre variant grandement temporellement. La variabilité spatiale est quant à elle moins élevée qu'en bande Ku (environ 7dB). La Figure 5.5 représente l'anomalie de la rétrodiffusion (la rétrodiffusion par cycle - le profil moyen de la rétrodiffusion) en dB sur les cycles 1, 10, 15, 20, 25 et 28. On retrouve les variations saisonnières du suivi local par zones. Il reste à déterminer le lien entre ces variations annuelles, saisonnières détectées et les propriétés de la surface [Adodo, 2016].

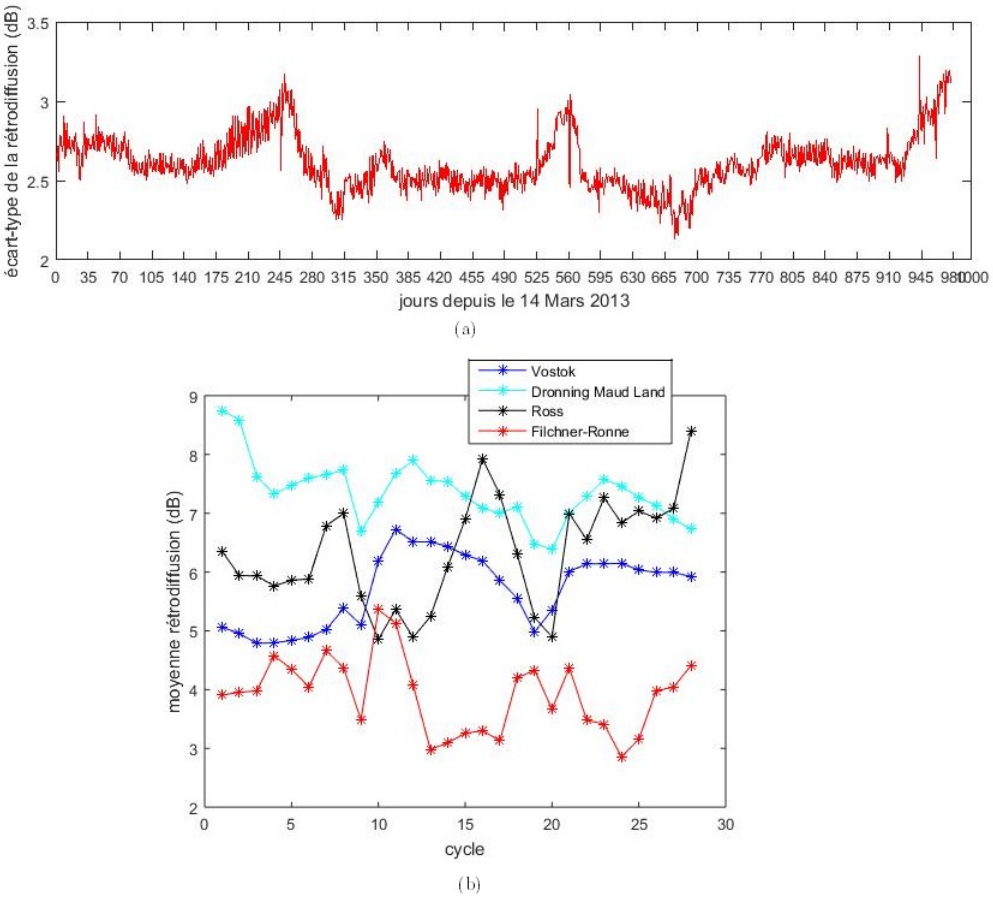


FIGURE 5.4 – Suivi en dB de la moyenne journalière depuis le 14 Mars 2013 de la rétrodiffusion (a), suivi par cycle local de ce paramètre (b).

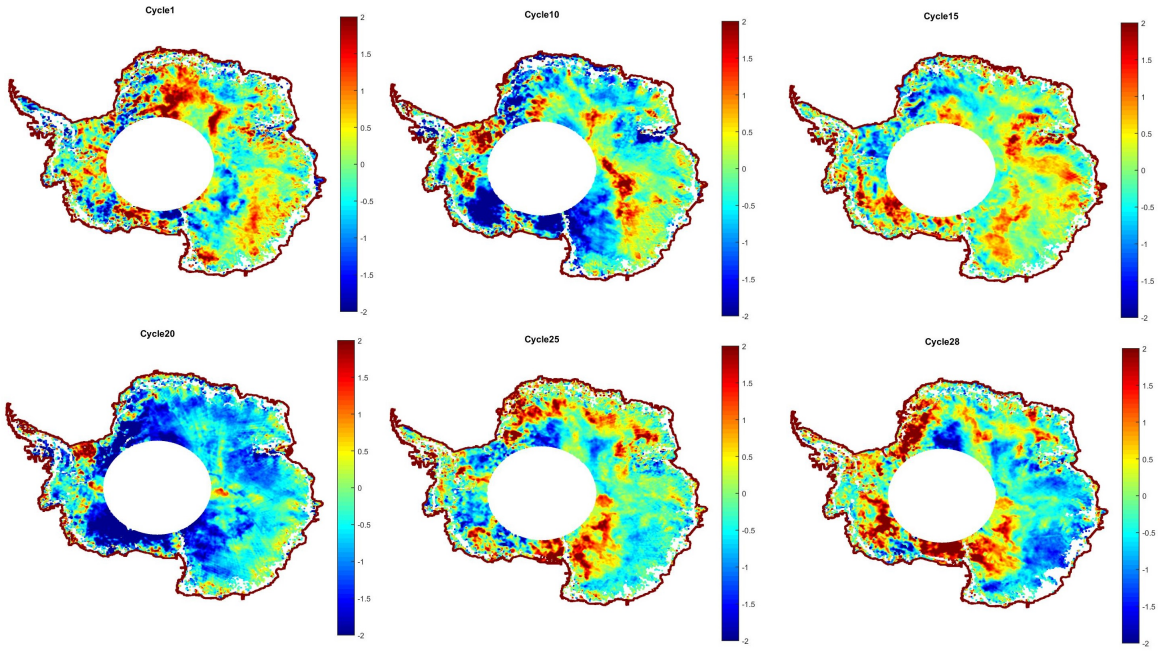


FIGURE 5.5 – Suivi de l'anomalie de rétrodiffusion en dB pour les cycles 1, 10, 15, 20, 25 et 28.

Dans le chapitre précédent, nous avons étudié la différence de hauteur aux points de croisement. Pour celle de la rétrodiffusion, nous obtenons la Figure 5.6(b) couplée à la Figure 5.6(a) qui représente la différence de rétrodiffusion en bande Ku. Cette différence a été montrée en bande Ku et suggère une forte corrélation entre la différence de hauteur aux points de croisement et la différence de rétrodiffusion [Remy et al., 2012]. Etudiée en bande Ku, elle est due à l'écho de volume convolué avec la polarisation de l'antenne [Remy et al., 2012, Rémy et al., 2015], dépendante de l'angle entre la direction de polarisation de l'antenne et celle de l'anisotropie de surface, par exemple les sastrugis créés par les vents catabatiques. Deux hypothèses ont été émises pour expliquer ce phénomène : la modulation de la surface à travers la rugosité ou la modulation du volume due à la profondeur de pénétration [Legresy et al., 1999, Arthern et al., 2001, Remy et al., 2012, Armitage et al., 2014, Rémy et al., 2014]. La différence en bande Ku est de 2 dB ou -2 dB notamment sur l'Antarctique de l'Est. La différence en bande Ka est de même amplitude avec des structures géographiques qui semblent corrélées avec les structures vues sur la Figure 4.11. La différence de polarisation entre les deux altimètres RA-2 et AltiKa (120° et -90° respectivement) explique les différences dans les structures géographiques montrant l'importance de ce paramètre dans le signal altimétrique. En étudiant la variation de la différence de hauteur par rapport à celle de rétrodiffusion aux points de croisement, l'impact en bande Ku est de -0.3m/dB et de -0.05m/dB pour la bande Ka, ce qui suggère que l'écho de volume provient de la sub-surface (au plus 30 cm en-dessous de la surface) Remy2014b. Cet impact de la rétrodiffusion sur la hauteur est corrigé par la corr « écho ». SARAL a une profondeur de pénétration moindre, et les pertes par extinction sont bien plus élevées en bande Ka comme l'atteste la Table 5.1, pourtant nous avons la même

amplitude pour la différence de rétrodiffusion aux points de croisement, que l'on peut expliquer par la sensibilité plus forte à la taille des grain de neige proches de la surface. La bande S est moins sensible aux effets entre trace ascendante et trace descendante [Remy et al., 2006, Rémy et al., 2015].

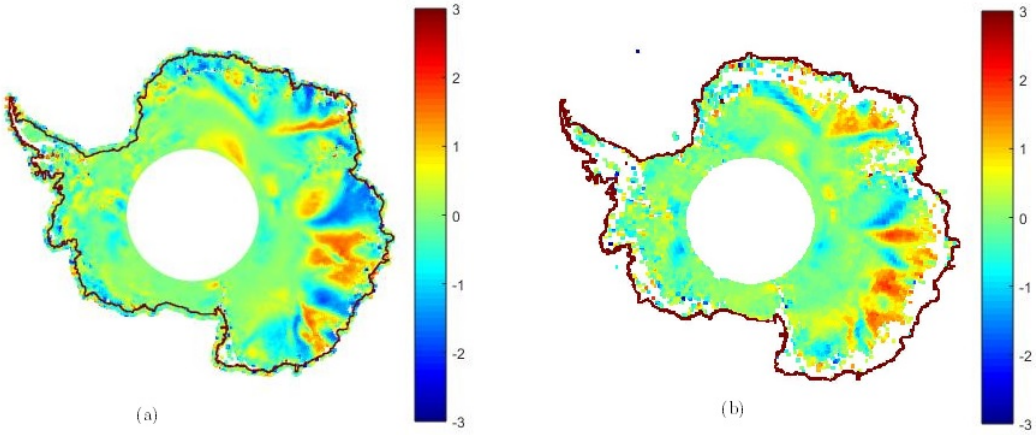


FIGURE 5.6 – Différence de rétrodiffusion en dB aux points de croisement en bande Ku (a) et en bande Ka (b).

Pour aller plus loin, nous avons pour la première fois étudié la sensibilité à l'écart temporel aux points de croisement, comme cela a été fait pour la différence de hauteur dans le chapitre précédent. La moyenne de la différence de rétrodiffusion est plutôt stationnaire au cours d'un cycle, en accord avec les études précédentes [Remy et al., 2012, Rémy et al., 2015]. Par contre, comme nous pouvons le voir sur la Figure 5.7, l'écart-type de la différence de rétrodiffusion évolue au fur et à mesure que l'écart temporel augmente. Ici sont montrés les écarts temporels à 1 jour, 5 jours, 10 jours, 15 jours, 20 jours et 35 jours. Jusqu'à 5 jours, on ne remarque pas de zones géographiques corrélées, puis à partir de 5 jours l'écart-type sur les deux plates-formes de Ross et de Filchner-Ronne augmentent jusqu'à atteindre plus de 1 dB au bout de 35 jours. Sur le Plateau Antarctique, l'écart-type augmente aussi au fur et à mesure que l'écart temporel augmente. Cette observation montre que la rétrodiffusion est influencée par des effets dont la variabilité est supérieure à 5 jours. Mais là où l'écart-type augmente, ce n'est pas là où la moyenne de la différence de rétrodiffusion est la plus élevée mais est au contraire la plus faible. Sur la Figure 5.8 (a,b,c), nous pouvons voir l'évolution de l'écart-type selon l'écart temporel sur la plate-forme de Ross (a), celle de Filchner-Ronne (b) et sur le continent entier (c). La Figure 5.8(d) représente l'évolution de la moyenne par cycle sur tout le continent. L'influence de l'écart temporel est clairement observable pour les trois figures. On remarque une périodicité dans celui-ci de 10 cycles soit un an, lors de l'été austral pour les maxima et l'hiver austral pour les minima. La variation temporelle est très élevée et qui plus est périodique d'un an, montrant un signal saisonnier. L'analyse géophysique de ces structures reste complexe. Toutes ces observations aux points de croisement méritent d'être étudiées plus en détail ultérieurement, notamment en étudiant la variabilité du vent dans ces zones ou celle de la température grâce à des données in-situ, ECMWF ou encore le modèle Crocus

[Genthon et al., 2001, van Lipzig et al., 2004, Yu et al., 2010, Fréville et al., 2014a,b]. La moyenne de la différence de rétrodiffusion varie entre -0.03 dB et 0.05 dB et a donc une variabilité temporelle faible.

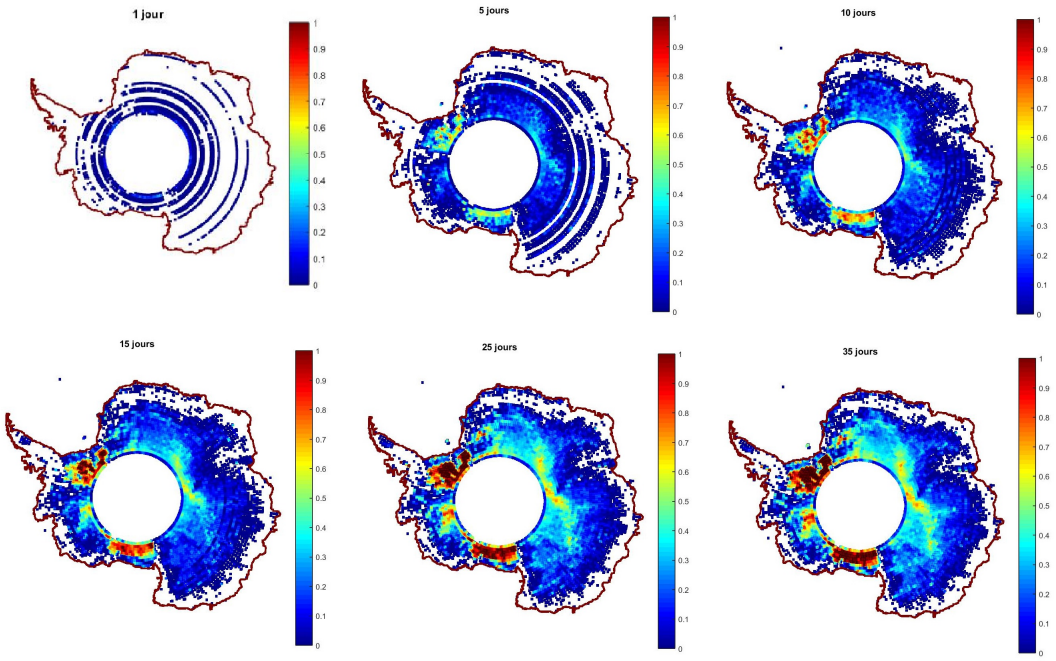


FIGURE 5.7 – Evolution de l'écart-type de la différence de rétrodiffusion en dB selon l'écart temporel aux points de croisement.

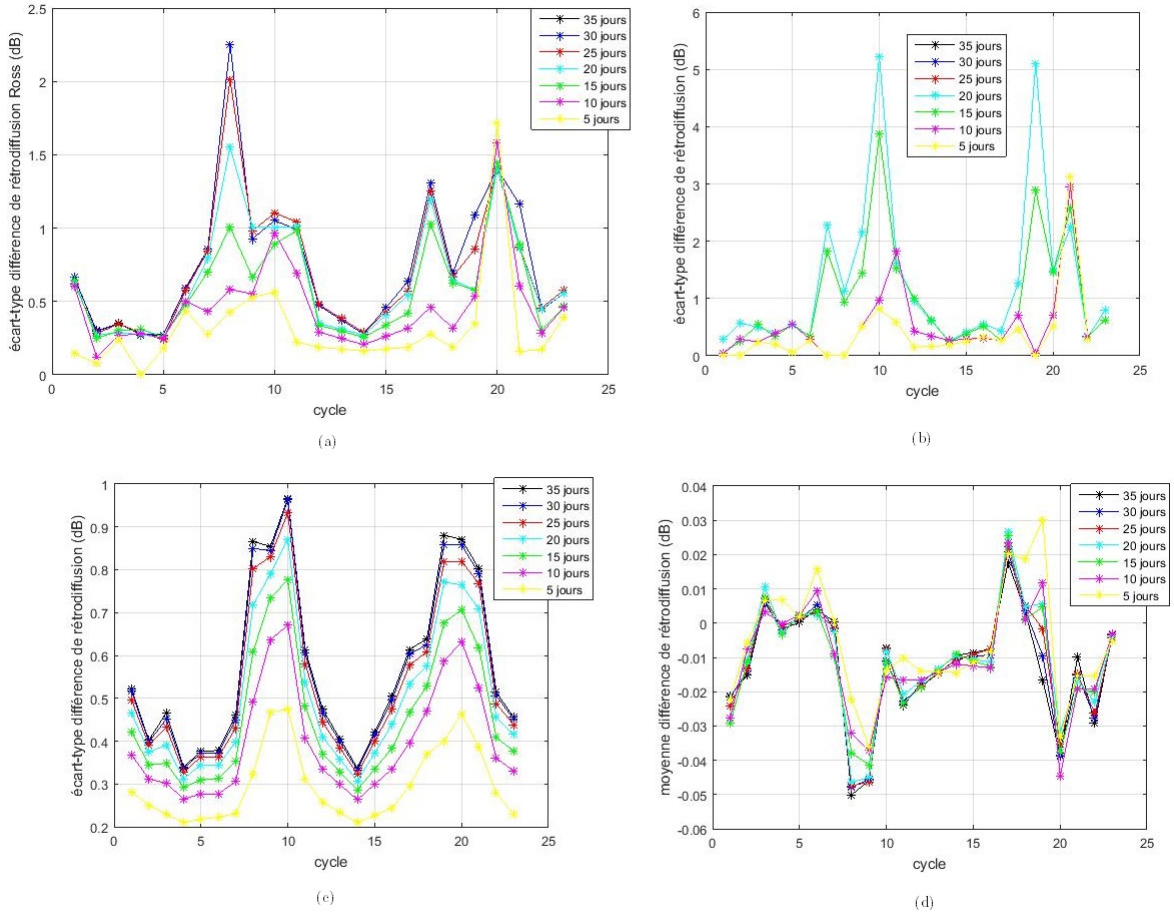


FIGURE 5.8 – Evolution de l'écart-type en dB par cycle de la différence de rétrodiffusion aux points de croisement selon l'écart temporel sur la plate-forme de Ross (a), sur la plate-forme de Filchner-Ronne (b), sur le continent entier (c) . Evolution par cycle en dB de la moyenne de la différence de rétrodiffusion aux points de croisement sur le continent entier (d).

5.2.2 La pente du flanc

La Figure 5.9 représente la pente du flanc moyenne pour la bande S (a), la bande Ku (b) et la bande Ka (c). En bande S la pente du flanc est positive et de l'ordre de 1 s-1, en bande Ku elle est de l'ordre de -2 à -3 s-1 et en bande Ka elle est bien plus faible pouvant atteindre -14 s^{-1}. Dans les trois bandes, la pente du flanc est plus élevée sur les côtes et diminue avec l'altitude croissante. C'est donc anti-corrélé géographiquement avec la rétrodiffusion qui elle est basse sur les côtes et élevée à l'intérieur du continent. Une surface lisse est caractérisée par une pente du flanc faible et une rétrodiffusion élevée [Legresy et al., 2005] ce qui est cohérent avec le fait que la pente du flanc soit plus faible au centre que sur les côtes dans les 3 bandes, le plateau par exemple étant une surface relativement plate et homogène par rapport aux côtes. La pente du flanc est influencée par plusieurs effets : le rapport volume/surface, l'effet de pénétration et l'effet de pente

principalement. Si l'on regarde les trois cartographies, les valeurs positives sont réduites au fur et à mesure que la fréquence augmente. En effet, 50% des données de la pente du flanc en bande S sont positives autant sur l'intérieur que sur les côtes, 25% en bande Ku, seulement sur les zones de fortes pentes, et à peine 0.004% en bande Ka, présentes seulement sur les zones à forte pente. La bande S pénètre plus que la bande Ku ou la bande Ka, ce qui explique les valeurs fortement élevées en bande S par rapport aux autres bandes dues au rapport volume/surface. Plus une surface est lisse plus l'écho de surface est prédominant, se traduisant par un rapport volume/surface plus élevé donc une pente du flanc plus faible (caractéristique d'un écho de surface). Cela ne se voit pas sur la bande S, cette propriété est compensée par les pertes par diffusions très faibles en bande S qui font augmenter la pente du flanc et expliquent la rétrodiffusion plus élevée venant de l'écho de volume. Les pertes par diffusion sont très élevées en bande Ka expliquant les valeurs très faibles de ce paramètre en bande Ka. La pénétration diminuant avec la longueur d'onde, cela explique la tendance observé pour les trois bandes à savoir la pente du flanc en bande S plus élevée qu'en bande Ku, elle-même plus élevée qu'en bande Ka. Au niveau instrumental, les formes d'ondes sur la Figure 5.1 montrent la diminution de la pente du flanc que l'on retrouve sur les trois cartes, notamment dû à l'ouverture d'antenne.

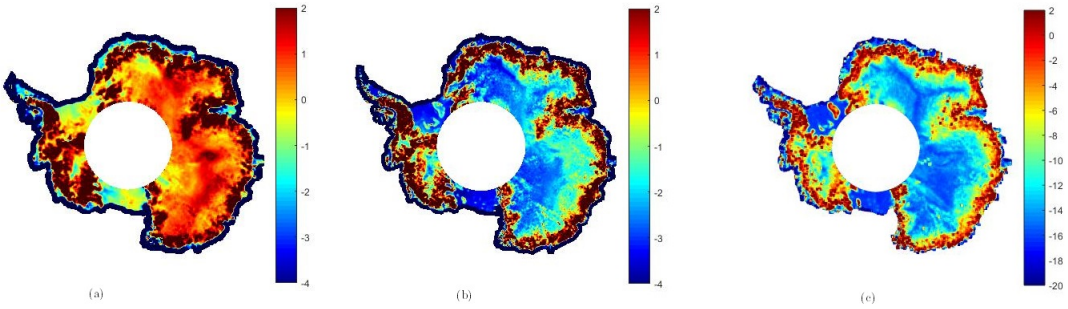


FIGURE 5.9 – Pente du flanc moyenne en bande S (a), en bande Ku (b) et en bande Ka (c), en s^{-1}.

5.2.3 Le front de montée

La Figure 5.10(a,b,c) montre le front de montée moyen en m en bande S (a), en bande Ku (b) et en bande Ka (c). La bande S se caractérise par des structures géographiques très différentes par rapport aux bandes Ku et Ka qui présentent des structures similaires mais avec une amplitude plus basse de 1 m en bande Ka.

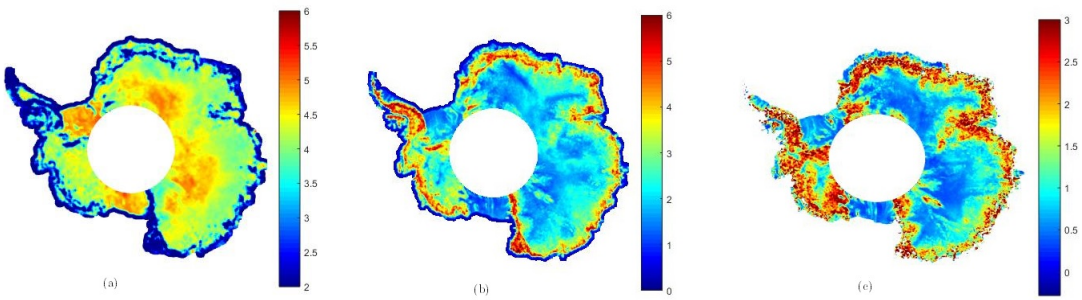


FIGURE 5.10 – Front de montée moyen en m : bande S (a), bande Ku (b) et bande Ka (c).

Pour la bande S, des valeurs de plus de 4 m, les plus élevées, sont présentes sur les zones à plus faible pente et plus basses quand on se rapproche des côtes. Pour la bande Ku, les côtes ont des valeurs saturées à plus de 3 m et l'intérieur du continent est entre 0 et 0.5 m. Pour la bande Ka, les valeurs sont de l'ordre de 1m sur les côtes et sont proches de 0 à l'intérieur. Le front de montée est lié à l'ouverture d'antenne et à la pénétration, ce qui est cohérent alors avec les tendences observés : le front de montée est plus faible au fur et à mesure que la fréquence augmente. On remarque que les structures géographiques sont très similaires entre les bandes Ku et Ka mais pas pour la bande S. La bande S pénétrant beaucoup plus que les deux autres bandes, c'est cet effet qui est prédominant sur la carte.

Les suivis journalier de la moyenne du front de montée en global (a) et cyclique pour les quatre zones (b) sont visibles sur la Figure 5.11(a,b). La dynamique est très faible, de 0.75 à 0.85 m si on occulte les anomalies instrumentales des trois premiers cycles. Pour le suivi sur les quatre zones, on observe un signal périodique d'un an sur la plate-forme de Filchner-Ronne. Le front de montée sur la zone de Vostok est plus bas que pour les trois autres zones, suggérant une sensibilité aux paramètres du manteau neigeux différente.

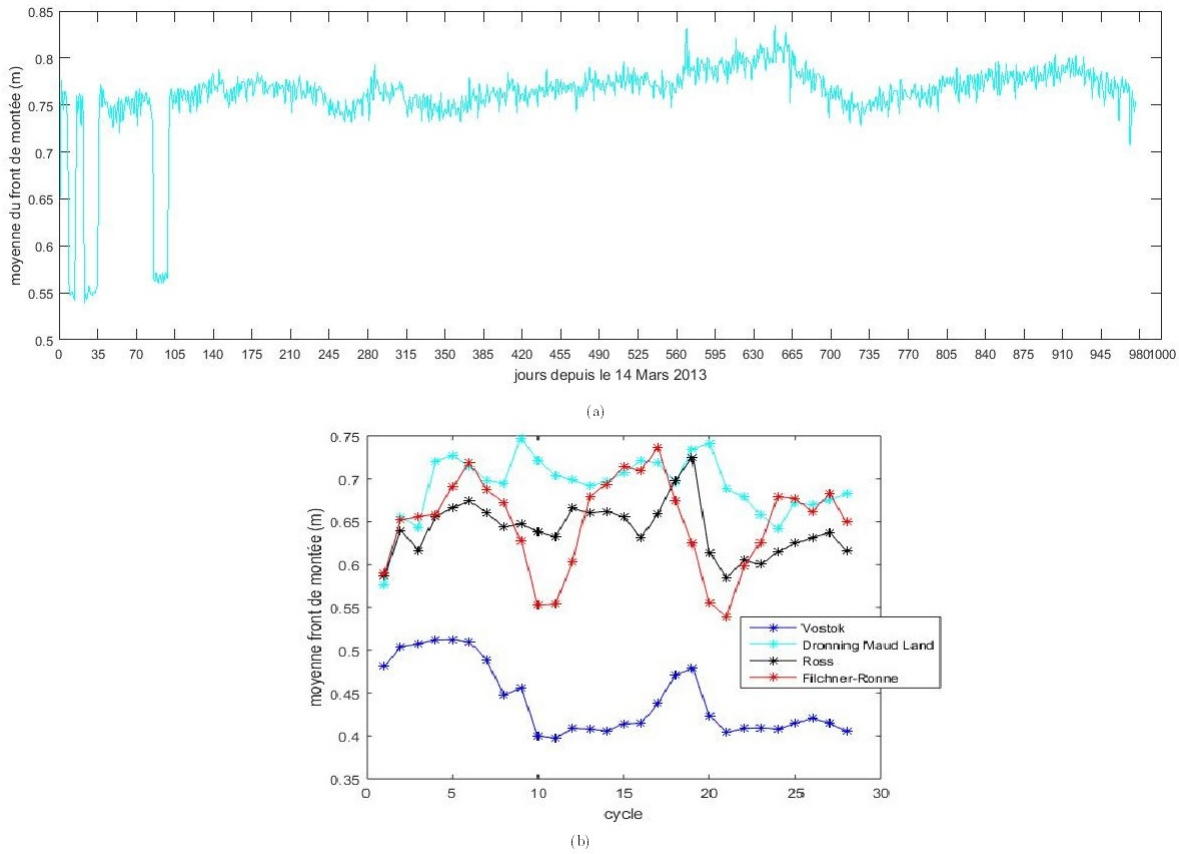


FIGURE 5.11 – Evolution par jour du front de montée en m (a) et évolution par cycle sur la plate-forme de Ross, Vostok, la plate-forme de Filchner-Ronne et la Terre de la Reine Maud (b).

A l'issue de ces comparaisons, on peut dire que les résultats sont cohérents avec la théorie et les observations déjà réalisées en bandes S et Ku. Pour aller plus loin, il faut modéliser l'impact des paramètres du manteau neigeux comme cela avait été fait en bande Ku. Nous présentons ici les résultats en bandes S et Ku qui aident à l'analyse géophysique des observations (Lacroix et al, 2007). Pour ce qui est de la taille des grains, la bande S n'y est pas sensible, la rétrodiffusion en bande Ku augmente si les grains de neige sont plus gros, mais au bout d'une certaine taille, le front de montée et la pente du flanc diminuent. La densification du manteau neigeux sous l'effet de la variation de température augmente la rétrodiffusion mais diminue le front et la pente du flanc. Les impacts sur les paramètres de forme d'onde tout comme ceux de la température, de la rugosité ou de la pente sont à étudier en bande Ka. L'aspect modélisation reste une perspective importante pour l'exploitation de la mission SARAL.

5.3 Analyse des données réelles : la hauteur de glace

La Figure 5.12 présente la topographie telle que mesurée par SARAL. Pour pouvoir détecter des variations métriques ou même décimétriques, nous étudions la différence de

hauteur entre ENVISAT et SARAL. Cette différence est influencée par plusieurs facteurs que nous avons déjà vus dans la partie 1.

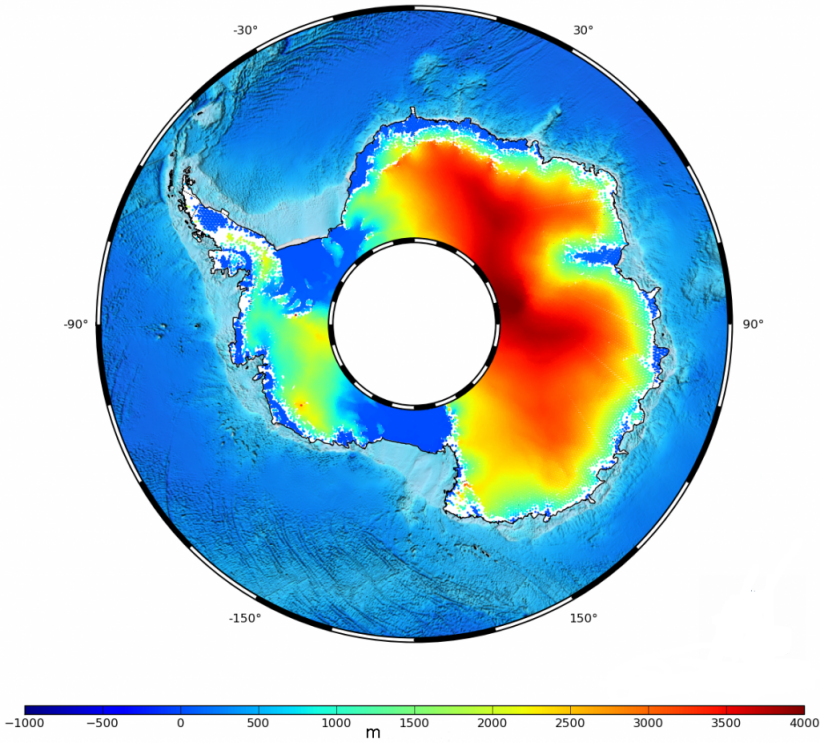


FIGURE 5.12 – Topographie en m mesurée par SARAL.

La différence de hauteur entre le bande S et la bande Ku a été étudiée par Lacroix [2007] s'affranchissant alors de la différence de temps entre les deux mesures, l'application de la corr « géo », de l'ouverture d'antenne, de la polarisation et de l'algorithme de retracking. Cette carte révèle des structures avec une différence positive mais aussi négative suggérant que la pénétration n'est pas le seul effet, mais que le signal altimétrique est influencé par des variations dans la structure du manteau neigeux entraînant un biais dans la hauteur estimée. La différence de hauteur entre celle mesurée par SARAL lors du cycle 7 correspondant au mois d'Octobre 2013 et Octobre 2010 pour ENVISAT est montrée sur la Figure 5.13 [Rémy et al., 2015]. On peut voir que sur l'Antarctique de l'Est, la différence est majoritairement positive, entre 0.5 et 1 m alors que sur l'Antarctique de l'Ouest, spécifiquement sur la Terre de Marie Byrd, elle est négative avec des valeurs inférieures à -1 m. La variabilité saisonnière ne joue pas dans cette différence, car les mesures ont été prises durant le même mois, mais l'ouverture d'antenne, la fréquence différente et l'écart temporel entre les deux mesures sont à prendre en compte. L'effet dû à l'ouverture d'antenne est plus complexe à détecter mais on observe déjà trois structures géographiques :

— Les côtes, où la différence est négative, ce qui est lié à la sensibilité à la pente.
— L'intérieur du continent où les valeurs sont positives en accord avec les valeurs de la profondeur de pénétration vues dans le chapitre 3, ce qui peut s'expliquer par le

fait que la bande Ka pénètre très peu dans le manteau neigeux mais d'autres diagnostics sont nécessaires pour confirmer cela. Pour ces deux premières observations, l'analyse est similaire à la comparaison entre ENVISAT et ICESat.

— Le secteur de l'Antarctique de l'Est, des glaciers Thwaites et Pine Island où les pertes de masse sont détectées [Flament and Rémy, 2012, Verron et al., 2015]. Les pertes sont de 1.5 m/an comme la Figure 1.9 le montre. Cette variation prédomine sur l'effet de pénétration.

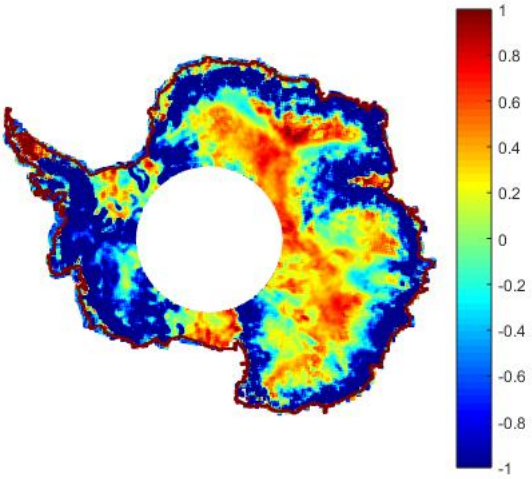


FIGURE 5.13 – Différence de hauteur entre SARAL et le profil moyen d'ENVISAT sur le cycle 7 en m.

Pour compléter l'étude, nous avons calculé la différence entre le cycle 15 de SARAL/AltiKa et le profil moyen d'ENVISAT, que nous pouvons voir sur la Figure 5.14(a). La différence ressemble également à celle de la Figure 5.13 avec des valeurs néanmoins plus élevées sur l'Antarctique de l'Est et plus basses sur l'Antarctique de l'Ouest que nous attribuons à l'écart temporel entre les deux mesures, qui est de 9 mois. La Figure 5.14(b) représente la même différence à laquelle nous avons ajouté la perte de hauteur en m/an que nous avons déjà vue sur la Figure 1.9. Toutefois, la prise en compte de cette tendance d'élévation ne permet pas d'expliquer totalement l'amplitude élevée de la différence entre les deux missions. Les structures géographiques sont les mêmes. Les autres effets qui peuvent expliquer cette différence sont la profondeur de pénétration induite par le changement de fréquence, la sensibilité différente aux paramètres du manteau neigeux, l'ouverture d'antenne, la variabilité saisonnière et une potentielle accélération au niveau de la perte de masse ces dernières années. De récentes études font d'ailleurs état d'une l'accélération grâce aux observations de CryoSat-2 ou de GRACE [Williams et al., 2014, McMillan et al., 2014].

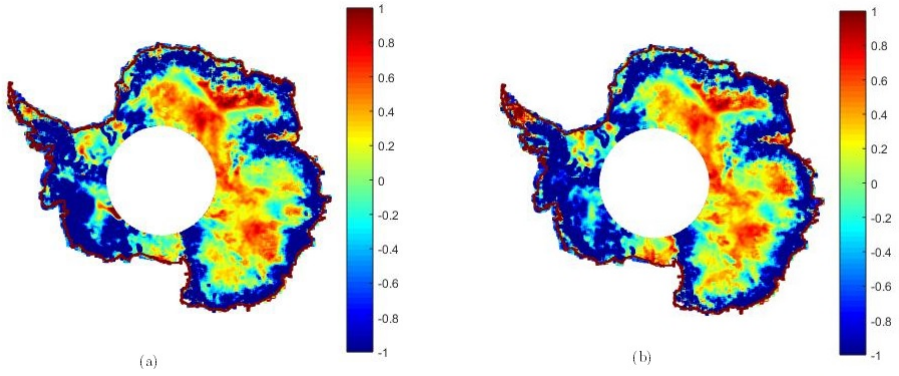


FIGURE 5.14 – Différence de hauteur en m entre le cycle 15 de SARAL et le profil moyen d'ENVISAT (a), avec la prise en compte de la tendance d'élévation (b).

Nous avons calculé la différence de hauteur entre le cycle 15 et le cycle 7 et obtenons la Figure 5.15(a). Seulement 9 mois séparent les deux mesures. Sur les zones plates, les différences varient de -20 cm à 20 cm, ce qui est cohérent avec la performance de SARAL estimée précédemment. Sur les zones pentues, les structures sont positives, de l'ordre de 60 cm de différence et les structures négatives sont surtout visibles sur la terre de Marie Byrd avec une différence de près d'1 m caractérisant les pertes du secteur de l'Ouest. Avant d'établir des tendances d'élévation avec SARAL, il faut appliquer la corr « écho ». Les variations visibles sur cette carte sont explicables par des variations interannuelles qu'il reste à déterminer avec des séries temporelles plus longues. Le $\frac{dh}{dt}$ en m/an sur les 33 premiers cycles de SARAL est visible sur la Figure 5.15(b).

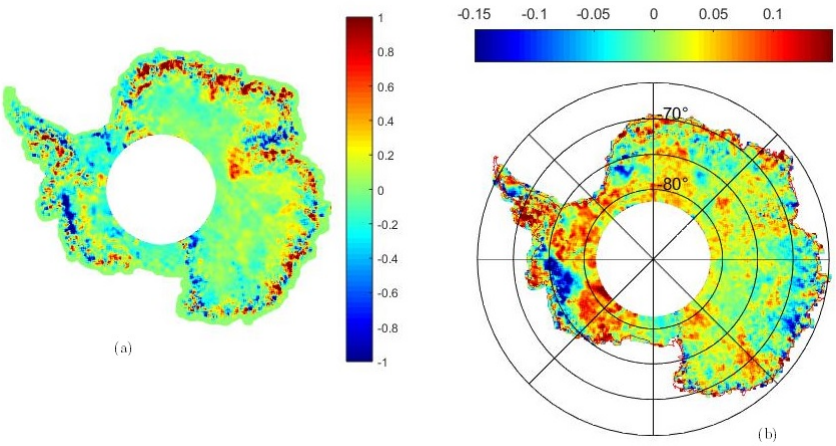


FIGURE 5.15 – Différence de hauteur entre les cycles 15 et 7 de SARAL en m (a). $\frac{dh}{dt}$ en m/an sur les 33 premiers cycles de SARAL/AltiKa (b).

La campagne IceBridge vise à compléter les mesures entre la fin de la mission ICESat en 2009 et le début de la mission ICESat-2 prévu pour 2018. Tous les ans des mesures

lasers aéroportées sont collectées sur une portion du continent Antarctique et la topographie avec un altimètre laser est donc mesurée. Les données sont disponibles sur le site du NSIDC comme pour les données d'ICESat. La Figure 5.16 représente le trajet de la campagne de 2013 qui a survolé la zone de Vostok et la plate-forme de Ross notamment durant le cycle 8 de SARAL.

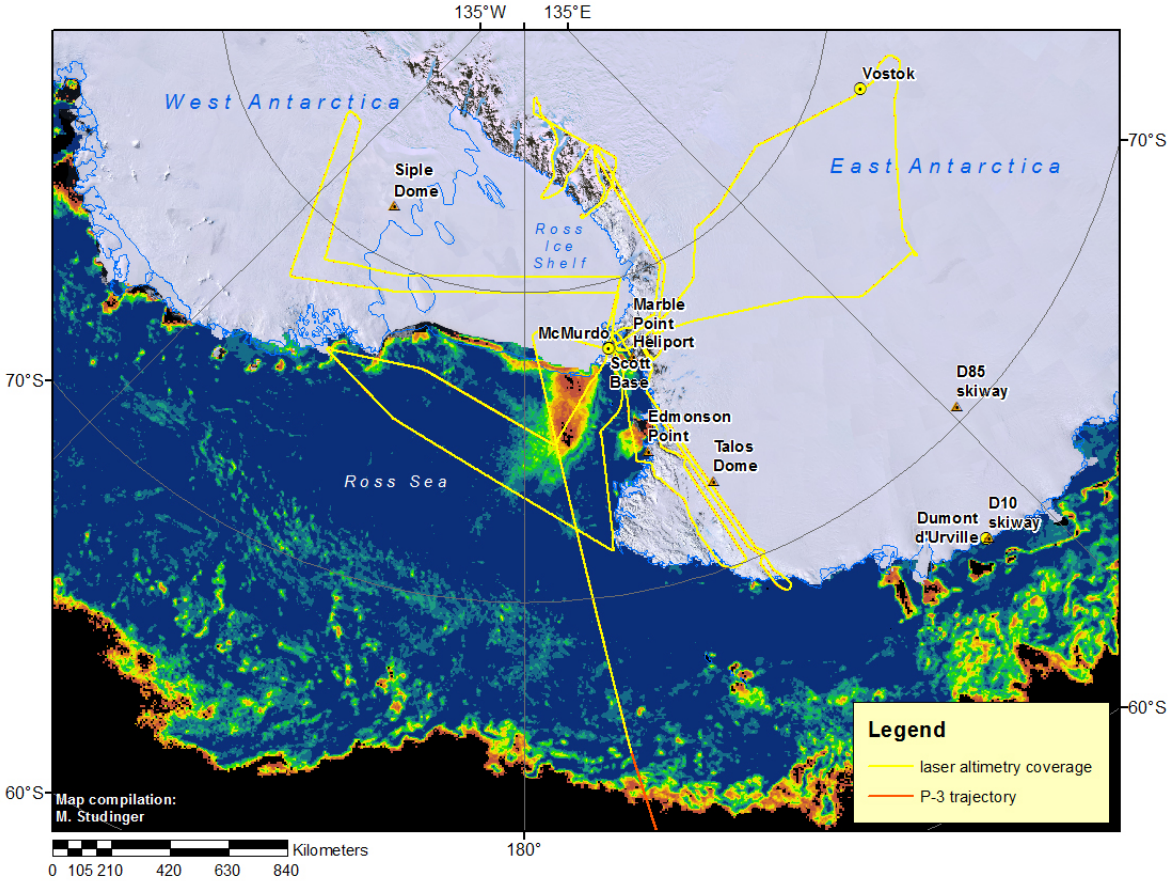


FIGURE 5.16 – Trajet de la campagne IceBridge. Crédits : NASA.

La topographie de Vostok étant considérée homogène, les points de mesures les plus proches entre IceBridge et SARAL ont été comparés pour calculer la différence de hauteur de glace. La Figure 5.17(a) montre un zoom des traces de SARAL et d'IceBridge et la Figure 5.17(b) montre la topographie mesurée par IceBridge ou par SARAL. On remarque une bonne cohérence entre les deux. La moyenne et l'écart-type de la différence de hauteur entre SARAL et IceBridge donne -0.2 $\pm$ 0.02 m ce qui suggère donc une profondeur de pénétration faible et confirme que la mesure provient de la sub-surface. Le modèle que le chapitre 3 a mis en avant nécessite plus de données pour être appliqué. Néanmoins, il sera possible de réitérer l'étude afin d'analyser l'effet de pénétration en bande Ka.

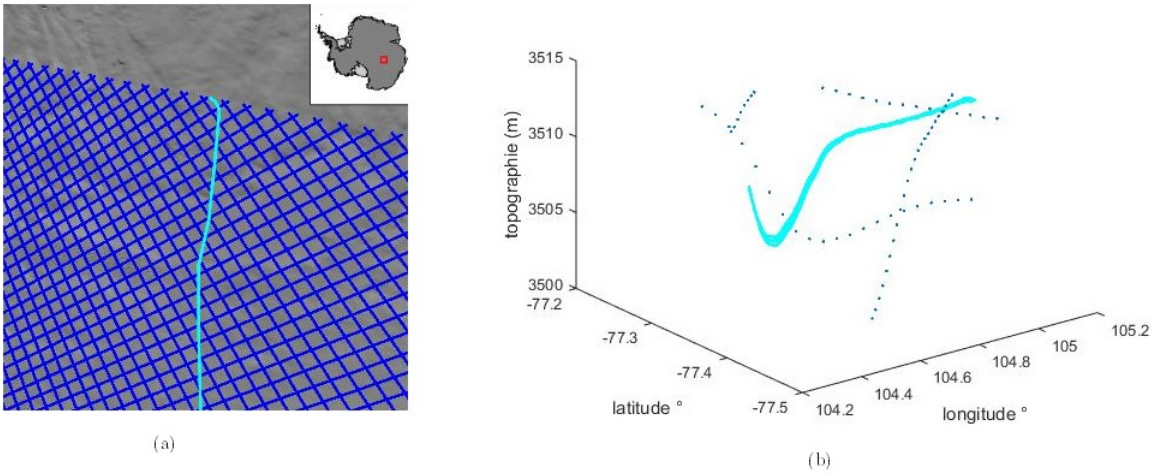


FIGURE 5.17 – Zoom sur les traces SARAL (bleu) et celles d'IceBridge (bleu clair) à Vostok (a). Topographie mesurée par SARAL (bleu) et par IceBridge (bleu clair) en m (b).

5.4 Conclusions et ouvertures

Ce chapitre a permis de décrire et d'analyser les observations de SARAL qui est une mission encore jeune, à l'heure de l'écriture de ce manuscrit, 33 cycles sont disponibles, c'est-à-dire 3 ans. Nous confirmons que les résultats sont conformes à la théorie et cohérents avec les observations déjà réalisées en bande Ku et en bande S c'est-à-dire une même sensibilité pour des surfaces connues dans le territoire de la Reine Maud ou les plate-forme de glace. Des variations annuelles sont détectées et demandent des études supplémentaires pour les analyser de manière géophysique, le vent est supposé jouer un grand rôle notamment pour la variabilité de rétrodiffusion aux points de croisement. Nous avons établi un état de l'art sur ce que SARAL montre sur le continent Antarctique. Pour aller plus loin, il faut alors mettre en place une modélisation des formes d'ondes en bande Ka avec l'algorithme de retracking ICE-2, comme cela a déjà pu être fait par [Lacroix, 2007] en bande Ku, afin d'analyser plus finement l'influence des propriétés du manteau neigeux sur le signal altimétrique et expliquer notamment les variations saisonnières des paramètres de formes d'ondes en bande Ka. La différence entre ENVISAT et SARAL montre des structures géophysiques similaires avec la comparaison entre ENVISAT et ICESat et confirme les pertes dans le secteur d'Amundsen. Pour aller plus loin, il faut notamment appliquer la corr « écho » et la composante saisonnière de la variation de hauteur pour obtenir des cartes avec une meilleure précision. Une brève comparaison avec les données issues des campagnes d'IceBridge corrobore bien la profondeur de pénétration faible de SARAL. Notons aussi que l'influence de l'algorithme de retracking sur l'estimation des paramètres de formes d'ondes est non négligeable. Ces champs d'études sont abordés dans le dernier chapitre qui présente les conclusions et les perspectives liées à cette thèse et à la mission SARAL pour l'étude de l'Antarctique.

Chapitre 6

Conclusions et perspectives

Points-clés du chapitre de conclusions et perspectives

Le chapitre 3 présentait l'impact de l'effet de pénétration présent en bande Ku sur ENVISAT, le chapitre 4 a mis en place un nouvel editing pour s'affranchir des données aberrantes mesurées par AltiKa, notamment dues à l'effet de la pente sur la distorsion des formes d'ondes et a montré l'importance de l'editing et de la correction de marée océanique afin d'estimer la performance de SARAL, très élevée sur les zones où la pente est en-dessous de 30 m/km. Le chapitre 5 décrivait et analysait les observations qui ont pu être faites. Ce dernier chapitre présente les conclusions que l'on peut tirer de ces 4 derniers chapitres à savoir l'aspect important du traitement des données et une discussion sur celui-ci et les observations de SARAL sur les trois premières années de son exploitation. Nous concluons de manière générale puis nous montrons la valorisation de SARAL grâce au développement de la chaîne CalValGlace. Les perspectives portent sur les améliorations à apporter à la chaîne CalValGlace, celles sur l'algorithme de retracing ICE-2, sur les autres missions qui peuvent bénéficier du développement de la chaîne et qui par leur concomitance avec SARAL permettent une comparaison, notamment entre CryoSat-2 et Sentinel-3. Les deux dernières ouvertures portent sur l'utilisation d'un modèle électromagnétique pour aller plus loin dans la compréhension de la physique de la mesure induite en bande Ka et sur les futures missions altimétriques.

Sommaire

6.1 Conclusions **98**
- 6.1.1 Résumé 98
- 6.1.2 La chaîne CalValGlace 99
- 6.1.3 Valorisation de la mission SARAL 99

6.2 Perspectives **100**
- 6.2.1 Enrichissement de la chaîne CalValGlace 100
- 6.2.2 Affinement des impacts de l'algorithme de retracking ICE-2 Advanced 100
- 6.2.3 Vers une meilleure compréhension de la physique de la mesure : apport de la modélisation 102
- 6.2.4 Missions altimétriques pour enrichir la comparaison 104

6.1 Conclusions

6.1.1 Résumé

Plusieurs études ont été réalisées afin d'améliorer le traitement des données altimétriques dans un contexte de valorisation de la mission SARAL, afin de s'affranchir des contraintes pour analyser de manière fiable les résultats. La pénétration de l'onde dans le manteau neigeux est variable temporellement et spatialement comme cela a été montré dans le chapitre 3 grâce à la comparaison des données ENVISAT et ICESat. A l'issue de cette étude, la profondeur de pénétration d'ENVISAT en bande Ku est de l'ordre de 1 m et sa variabilité est assez élevée puisqu'elle atteint 1 m également, ce qui est en accord avec la théorie. L'estimation de l'impact de l'effet de pénétration sur la hauteur de glace est dépendante de la pente du terrain et de l'algorithme de retracking utilisé. A l'issue de ces constatations, l'étude propose une correction des données simple basée sur le front de montée et un modèle linéaire. Cette correction est dépendante de l'altimètre considéré, mais le modèle est applicable à la mission SARAL avec des données concomitantes. Le modèle linéaire ne fonctionne pas en présence de fortes pentes car le biais de pénétration est faible par rapport à celui induit par l'effet de la pente. Pour limiter l'impact dû à la pente, le chapitre 4 présente un nouvel editing basé sur un seuillage plus sévère et la classification des formes d'ondes. Pour la première fois, la classification des formes d'ondes a été utilisée pour étudier l'erreur de mesure sur le signal altimétrique de SARAL. Les classes ont montré l'impact de la pente dans la distorsion des formes d'ondes mais aussi des classes non adaptées à l'algorithme ICE-2 basé sur le modèle de Brown. Grâce à la classification et au seuillage, l'editing sélectionne en sortie des données fiables en augmentant le rapport signal sur bruit de manière significative. La performance de la mesure de SARAL est estimée grâce à l'étude de la différence de hauteur aux points de croisement. Nous avons montré l'apport de la correction marée océanique $GOT4.8$ qui présente un fort impact sur les plates-formes. Grâce au nouvel editing proposé et la correction de marée océanique, l'écart-type des données est réduit de plus de 90% tout en gardant une densité de données satisfaisante, de l'ordre de 60%. La performance de la mission est de 5 cm $\pm$ 20 cm. En traitant les séries temporelles au lieu de la méthode des points de croisement, l'editing permet de garder les données fiables sur les côtes, zones les plus sensibles à une variation de hauteur mais aussi dont la précision est la moins accrue. Le chapitre 5 montre les résultats de la mission SARAL sur près de trois ans de missions. Les observations sont cohérentes avec les résultats théoriques que l'on pouvait attendre. En ce qui concerne la rétrodiffusion, nous avons remarqué qu'elle est fortement variable aux points de croisement, notamment pour des durées supérieures à 5 jours. A l'issue de ces comparaisons, on peut dire que la bande Ka suit les évolutions prédites par la théorie et en continuité avec celles de la bande S et de la bande Ku. Elle est plus sensible à la rugosité de surface et à la pente qui distord les formes d'ondes. Pour ce qui est de la hauteur de glace, nous montrons l'importance de la corr « géo » déjà expliquée dans le chapitre 2 pour une comparaison fiable entre deux missions altimétriques. La rétrodiffusion présente des variations saisonnières qu'il reste à analyser de manière géophysique. La différence entre ENVISAT et SARAL permet de voir a priori des structures géophysiques, comme la perte de masse des glaciers à l'Ouest et l'impact de la pénétration au centre mais des séries temporelles plus longues et l'application de la corr « écho » sont nécessaires pour

confirmer ces observations préliminaires.

6.1.2 La chaîne CalValGlace

Le développement de la chaîne CalValGlace a permis de suivre sur le long terme les paramètres géophysiques et instrumentaux de SARAL. Grâce aux suivis statistiques, on peut détecter des anomalies que l'on ne prend pas en compte dans l'analyse géophysique. Ce suivi sur le long terme permet d'établir des diagnostics et d'améliorer la connaissance de la physique de la mesure en bande Ka, tout en comparant avec les altimètres précédents. La chaîne calcule des statistiques basées sur la méthode des points de croisement afin d'estimer la performance de l'altimètre ou la variabilité du signal altimétrique en calculant des points de croisement mono-mission. On peut aussi estimer la profondeur de pénétration en calculant des points de croisement inter-mission comme dans le chapitre 3. En conclusion, la méthode des points de croisement, bien que prodiguant une densité de données moindre que la méthode le long de la trace, se révèle efficace que ce soit pour valoriser la précision des données ou analyser deux missions entre elles. Il est prévu au cours de l'année 2016 que SARAL soit placé en orbite dérivante après 3 ans sur l'orbite d'ERS1, ERS2 et ENVISAT. La méthode aux points de croisement restera applicable contrairement aux méthodes de quantification de données basées sur la comparaison à la trace moyenne, valide uniquement si la mission est placée sur une orbite répétitive. Les résultats apportés dans cette thèse permettent de continuer l'exploitation de SARAL tout en ayant des données fiables et comparables, notamment avec CryoSat-2, ICESat-2 ou Sentinel-3 (voir la partie Perspectives).

6.1.3 Valorisation de la mission SARAL

Au final, la mission SARAL est valorisée grâce à ces points :

— La performance centimétrique de la mission est démontrée grâce à l'editing.
— La compréhension du modèle de marée océanique est affinée.
— L'interêt de la méthode des points de croisement est mis en avant notamment pour la continuité du traitement des données de SARAL sur orbite dérivante.
— Les suivis sur le long terme sont automatisés.
— SARAL présente une grande sensibilité à la pente.
— L'écho est proche de la sub-surface et la profondeur de pénétration est faible.
— La sensibilité à la taille des grains est accrue, ce qui offre des perspectives pour estimer le taux d'accumulation.
— Avec les différentes méthodes de traitement de données présentées, l'analyse géophysique est plus fiable.
— Des variations saisonnières ont été détectées notamment sur la rétrodiffusion.

6.2 Perspectives

6.2.1 Enrichissement de la chaîne CalValGlace

Nous avons vu dans les chapitres 2 et 5 l'importance de la corr « géo » notamment sur les cycles 7 et 15 par la comparaison de SARAL et d'ENVISAT. Elle permet de comparer les différences de hauteur en s'affranchissant de la dérive d'orbite et de l'effet de pente. Cette correction n'est pas implémentée de manière automatisée sur la chaîne CalValGlace. Une des améliorations à apporter à la chaîne serait d'automatiser l'application de cette correction ainsi que celle de la corr « écho » bien qu'elle n'ait pas été appliquée ici à cause du nombre de cycles insuffisants de SARAL pour la calculer. L'editing peut être également adapté grâce à un meilleur seuillage de la pente ou la prise en compte de classes intermédiaires (les classes 5, 6, 7 et 14) pour voir l'impact sur la performance de la mission. Des diagnostics de comparaison sur d'autres modèles de marée sont envisageables en effectuant donc une analyse de sensibilité. On peut notamment prendre en compte un modèle régional dont la bathymétrie des plates-formes est estimée avec une meilleure précision. La chaîne peut aussi effectuer des diagnostics sur les algorithmes de retracking ou être implémentée sur d'autres missions, comme nous allons le voir par la suite.

6.2.2 Affinement des impacts de l'algorithme de retracking ICE-2 Advanced

Des études sur les différents retrackings sont effectuées [Thibaut et al., 2015]. ICE-2 Advanced est basé sur l'algorithme ICE-2 et l'améliore en prenant en compte le diagramme d'antenne, qui rappelons-le est de 0.605° pour SARAL et 1.35° pour ENVISAT. La Figure 6.1 montre la forme d'onde corrigée du gain d'antenne sur ENVISAT et SARAL. La Figure 6.1 montre la différence entre l'estimation par ICE-2 et celle par ICE-2 advanced pour la hauteur. On remarque que les zones les plus impactées sont les côtes où la hauteur estimée par ICE-2 Advanced est notamment plus grande. Cette nouvelle version d'ICE-2 permettrait d'améliorer la précision des données sur les zones à fortes pentes. Le retraitement des données d'ENVISAT par l'algorithme ICE-2 Advanced est à prévoir également afin de voir l'impact sur l'estimation de la hauteur et ses variations sur toute la période d'ENVISAT [Thibaut et al., 2015]. Helm et al. [2014] ont montré la performance de l'algorithme de retracking TFMRA (Treshold First Maximum Retracker Algorithm) avec la mission CryoSat-2 sur les calottes du Groenland et de l'Antarctique. Cet algorithme est basé sur un retracking seuil [Davis, 1997], et considère le point de retracking à 25%, pour s'affranchir au mieux de l'écho de volume. Notre étude sur ENVISAT et ICESat a montré qu'il fallait plutôt prendre autour de 30% du front de montée pour corriger de l'effet de pénétration en bande Ku. Une comparaison entre les algorithmes ICE-2 et TFMRA sur SARAL pourrait permettre de mieux comprendre l'impact de l'écho de volume sur SARAL, comparaison qui pourra être enrichie avec les données d'ICESat-2.

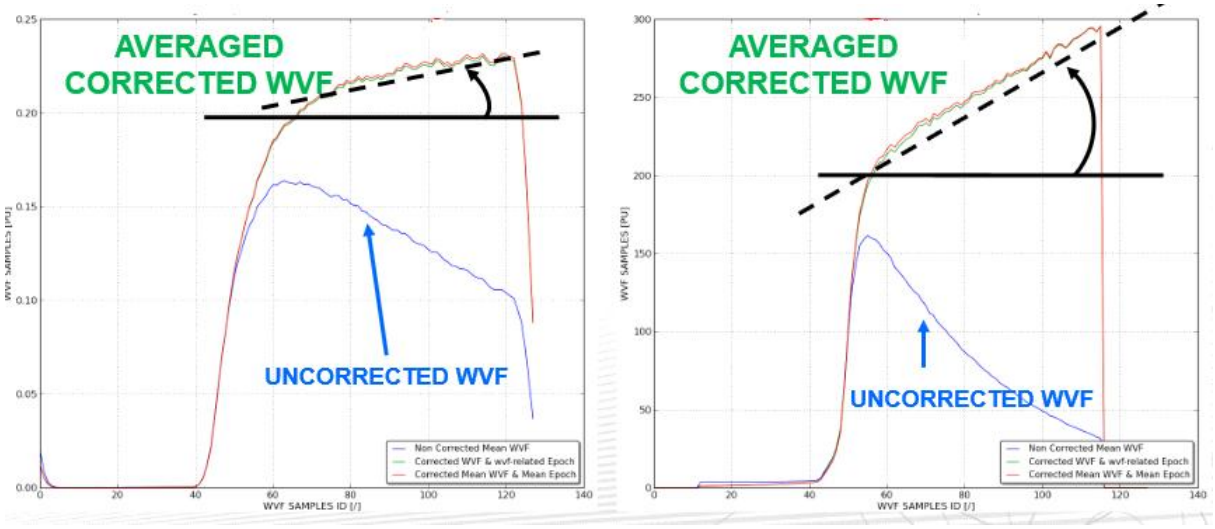


FIGURE 6.1 – Correction des formes d'ondes sur le lac Vostok par la prise en compte du diagramme d'antenne. A gauche, forme d'onde en bande Ku (ENVISAT), à droite, forme d'onde en bande Ka (SARAL). Crédits :Pierre Thibaut, CLS.

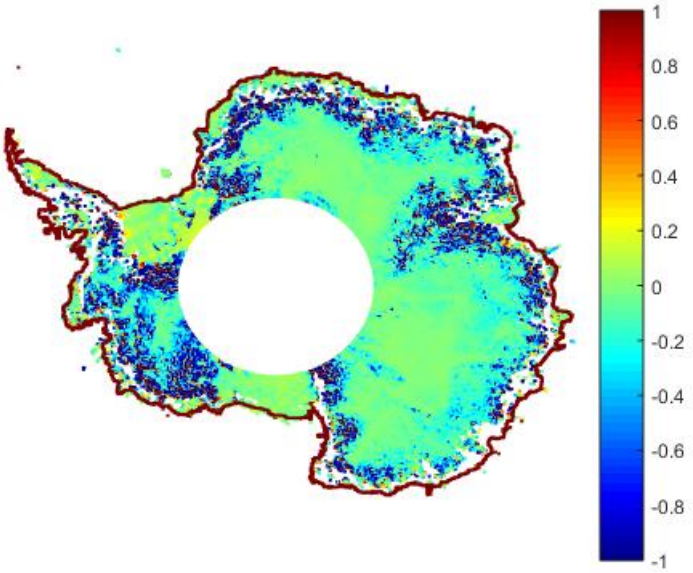


FIGURE 6.2 – Différence entre les estimations d'ICE-2 et d'ICE-2 Advanced en m pour la hauteur.

6.2.3 Vers une meilleure compréhension de la physique de la mesure : apport de la modélisation

Nous avons vu dans le chapitre 5 que le signal en bande Ka est plus sensible à la taille des grains et voit la surface plus rugueuse mais nous n'avons pas quantifié l'influence de ces paramètres sur le signal altimétrique. Lacroix et al. [2008] a développé un modèle simulant l'interaction entre le manteau neigeux et l'onde radar basé sur le modèle de Brown en prenant en compte plusieurs points : la rugosité de surface à petite échelle, la quantité de signal due aux propriétés du manteau neigeux ou encore la prise en compte d'un signal de subsurface. Par rapport au modèle de Brown, cela revient à ajouter des processus de diffusion par les strates internes, diffusion due à la rugosité à échelle centimétrique et métrique et due par les grains de neige. Il faut prendre également en compte les propriétés diélectriques de la neige et l'extinction dans le manteau neigeux. Les résultats de ces simulations et comparaisons avec des formes d'onde réelles montrent l'importance de la rugosité : plus elle est élevée, plus le signal de subsurface est important, ce qui est cohérent avec les observations sur l'importance du volume en bande Ka [Rémy et al., 2015]. Pour une surface lisse, c'est le signal de surface qui est prédominant. En bande Ku, ce sont les grains de neige qui dominent la contribution du signal de volume, et si la surface est rugueuse alors le signal altimétrique sera beaucoup plus affecté par les différentes tailles de grains, comme la théorie le prédit pour la bande Ka. En bande S, la taille des grains est peu importante La Figure 6.3(a) reprend l'analyse pour montrer l'influence de ce dernier paramètre sur les différents paramètres de formes d'onde en bandes S et Ku. On voit notamment que le front de montée augmente si la taille des grains augmente jusqu'à un certain seuil dépendant de la rugosité de la surface. Pour la pente du flanc, le comportement est similaire, et pour la rétrodiffusion elle augmente si la taille des grains augmente. En bande S le front de montée la pente du flanc et la rétrodiffusion sont peu impactés. La température du manteau neigeux joue un rôle mineur en bande S au contraire de la bande Ku, mais n'est qu'influente si la taille des grains est grande et le taux d'accumulation faible, soit dans le centre du continent. La compaction du manteau neigeux, représentée par la densité du manteau neigeux en surface joue un rôle important, la Figure 6.3(b) reprend les études citées. La pente du flanc et le front de montée augmente si la compaction augmente, au contraire de la rétrodiffusion, l'augmentation ou la diminution étant dépendante de la rugosité de la surface. Ce modèle a permis d'établir une hypothèse géophysique pour expliquer les variations saisonnières des paramètres de formes d'ondes en bandes S et Ku. La densification du manteau neigeux fut un très bon candidat. Ce modèle électromagnétique peut aussi être inversé afin de retrouver des paramètres du manteau neigeux tels que la stratification, la densité en surface ou la taille des grains. A présent, il faudrait adapter ce modèle à la bande Ka afin d'aller plus loin dans l'analyse de sensibilité aux paramètres du manteau neigeux et de pouvoir comparer aux observations en bandes S et Ku.
Initialement conçu pour l'aide à la prévision d'avalanches, Crocus est un modèle numérique basé sur la thermodynamique pour simuler le bilan d'énergie et de matière du manteau neigeux [Brun et al., 1989, 1992]. Validé dans un premier temps sur les Alpes, il l'a depuis été pour l'étude de la neige en milieux polaires (Dang 1997, Genthon2001). Crocus simule les processus physiques liés à la neige sur plusieurs couches de quelques centimètres d'épaisseur. Les couches de neige sont décrites donc par leur épaisseur, la

température au milieu de la couche, la masse volumique, le contenu en eau liquide, le type de grain (taille, sphéricité). Nous proposons en perspective d'alimenter un modèle de simulation de formes d'ondes grâce aux données de Crocus. Après la phase de validation et de valorisation dont cette thèse fait l'objet pour SARAL, la phase de modélisation est indispensable pour mieux comprendre l'interaction entre l'onde radar et le manteau neigeux.
La thèse de Fifi Adodo débutée en 2015 concerne la comparaison de données radiométriques et altimétriques ce qui permettra d'aller plus loin dans l'étude du manteau neigeux Antarctique. La Figure 6.4 montre d'ailleurs l'amplitude du signal saisonnier de la rétrodiffusion en dB, qui a des similitudes avec les données radiométriques et permet donc grâce à cette comparaison d'exploiter la bande Ku et la bande Ka pour étudier la composition du manteau neigeux et établir un nouveau modèle électromagnétique.

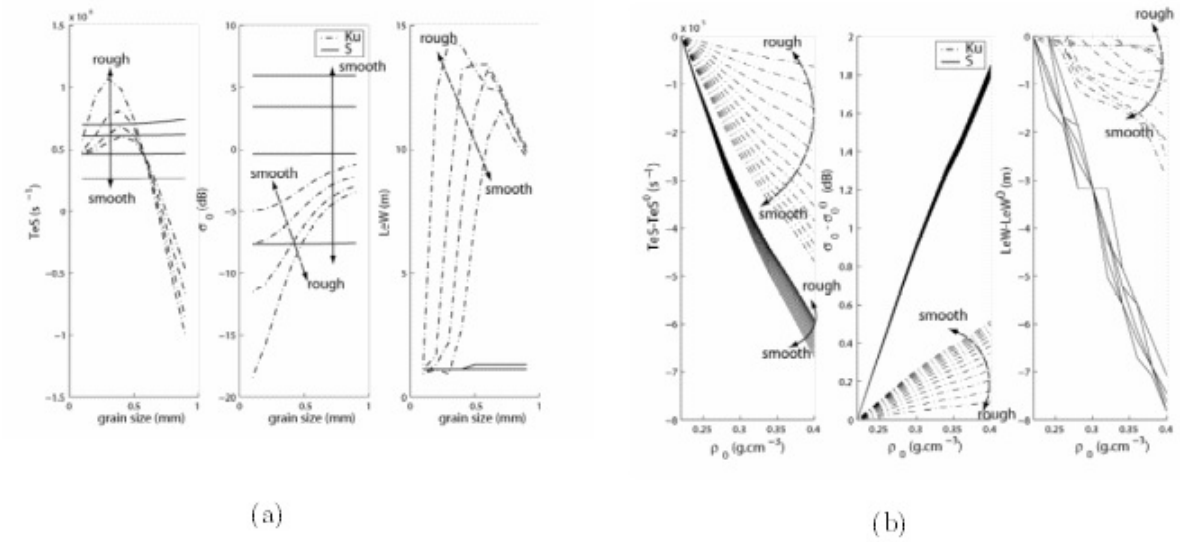


FIGURE 6.3 – Effet de la taille des grains de neige sur les paramètres de formes d'onde en bande S et bande Ku. TeS est la pente du flanc, dB la rétrodiffusion et Lew le front de montée (a). Effet de la compaction de la neige (densification en surface) sur les paramètres de formes d'onde en bande S et bande Ku. TeS est la pente du flanc, dB la rétrodiffusion et Lew le front de montée (b). Cette influence est calculée pour différentes rugosités. Source : Lacroix et al. [2008].

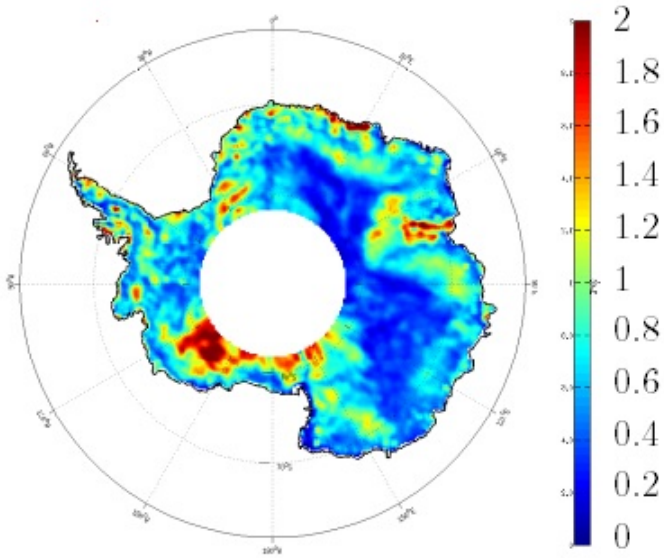
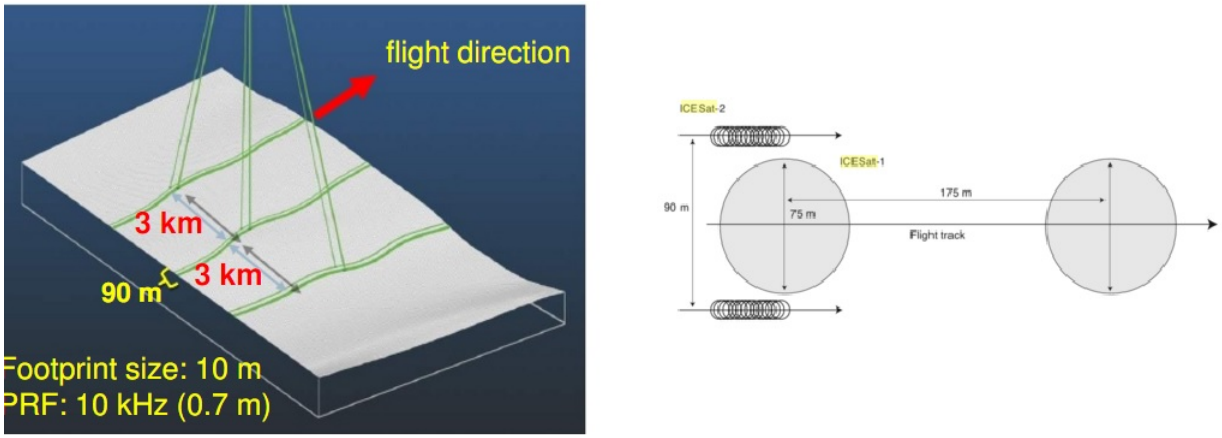


FIGURE 6.4 – Amplitude du signal saisonnier de la rétrodiffusion en dB. Crédits : Fifi Adodo.

6.2.4 Missions altimétriques pour enrichir la comparaison

Après le succès de la mission ICESat de 2003 à 2009, la NASA a décidé de poursuivre l'exploitation de l'altimétrie laser. La mission ICESat-2 est prévue pour 2018, pour remplir les mêmes objectifs que son prédécesseur : quantifier les contributions des calottes polaires à la variation du niveau de la mer et leur rôle dans le climat, améliorer les modèles de dynamique des calottes, déterminer l'épaisseur de glace de mer [Abdalati et al., 2010]. L'altimètre à bord d'ICESat-2, ATLAS (Advanced Topographic Laser Altimeter System) émettra dans le spectre visible comme pour ICESat [Farrell et al., 2011]. Par rapport à ICESat, l'instrument sera équipé d'une approche « micro-pulse multi-beam » [Yu et al., 2010]. Ceci aura pour effet d'améliorer l'estimation de la pente et de réduire l'impact de la réflexion dans l'atmosphère. La fréquence d'émission sera de 10 kHz pour avoir une mesure tous les 70 cm le long de la trace. Les caractéristiques de ce nouvel altimètre amélioreront les estimations de la hauteur sur les terrains très pentus et accidentés comme les crevasses. Le simulateur MABEL (Multiple Altimeter Beam Experimental Lidar) permet de tester les spécificités requises pour ICESat-2 [McGill et al., 2013]. En attendant le lancement d'ICESat-2, l'opération Ice-Bridge tend à assurer la continuité entre les deux missions, campagne que nous avons brièvement vue dans le chapitre précédent et qui d'ici le lancement d'ICESat-2 permettra de continuer l'exploitation des données altimétriques sur l'Antarctique. La Figure 6.5 illustre le principe de mesure d'ICESat-2 (a) et compare avec ICESat (b). L'empreinte au sol sera réduite à 10 m ce qui garantira une mesure plus précise. Les données concomitantes entre SARAL et la mission ambitieuse ICESat-2 permettront de réitérer l'étude effectuée dans le chapitre 4 et d'estimer la profondeur de pénétration de l'altimètre AltiKa ainsi que sa variabilité.



(a) (b)

FIGURE 6.5 – Principe de l'approche « multi-beam » pour ICESat-2 (a). Comparaison des empreintes au sol d'ICESat et d'ICESat-2 (b). Sourcedt : NASA, Martin [2014.].

D'ici le lancement d'ICESat-2, CryoSat-2 est une des mission concomitantes avec SARAL et Sentinel-3 qui a été lancée en Février 2016. Sentinel-3 est équipé d'un radiomètre et d'un altimètre en mode SAR en bande Ku et C et une résolution de 300 m le long de la trace. Cette mission utilise la même orbite que les missions ERS1 et 2 et ENVISAT. Il est donc possible de comparer les données CryoSat-2 ou Sentinel-3 avec SARAL en calculant les points de croisement inter-mission. Il faut prendre alors en compte les différences entre les deux : la fréquence, la polarisation, les modes SAR de CryoSat-2 et de. Sentinel-3 La Figure 6.6 montre une forme d'onde de Sentinel-3 selon la taille des grains de neige. On peut remarquer que l'écho de volume est faible par rapport à l'écho de surface et arrive plus tard ce qui suppose une meilleure estimation de la hauteur à la surface.

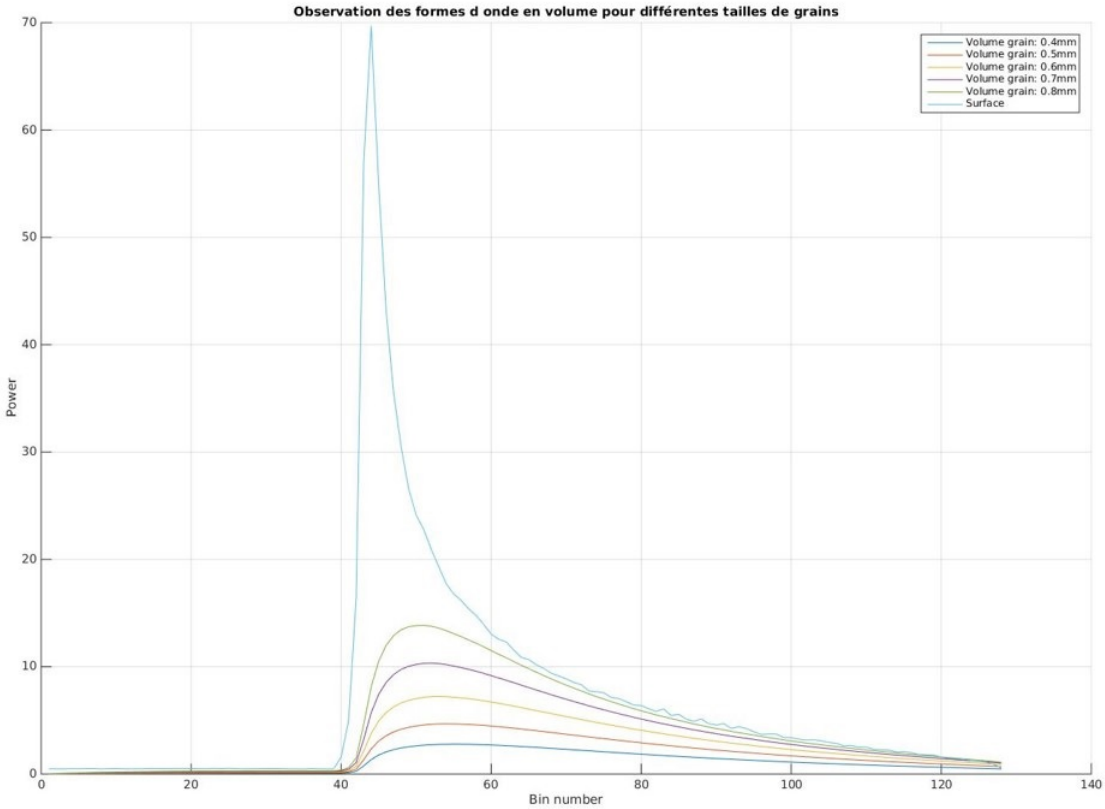


FIGURE 6.6 – Observation de l'écho de volume selon la taille des grains pour Sentinel-3. Crédits : Antoine Laforge.

SARAL est par conséquent une mission performante et riche en perspectives qui apporte de nouvelles informations sur le comportement du signal altimétrique sur glace continentale. Ses avantages sont une performance accrue, une meilleure résolution spatiale et une profondeur de pénétration faible. L'inconvénient majeur vient de la performance dégradée sur les terrains fortement pentus et les difficultés instrumentales qu'il a subi qui nécessitent des séries temporelles plus longues pour aller plus loin. Cependant, les méthodes de traitement proposées dans ce manuscrit font que les données de SARAL pourront être exploitées pour estimer le bilan de masse de la calotte Antarctique.

Annexe A

Algorithmes de retracking pour l'étude de la glace continentale

Cette Annexe permet au lecteur d'en savoir plus sur les algorithmes de retracking, spécifiquement pour l'étude de la glace. Historiquement, le modèle de Brown pour l'étude des surfaces océaniques est à base du traitement des formes d'ondes. Depuis d'autres modèles ont été développés, mathématiques ou empiriques. A présent, les algorithmes de retracking sont retravaillés pour pouvoir étudier les surfaces hydrologiques, côtières et la glace de mer Coastal.

1 Modèle de Brown

La formule du modèle de Brown est la suivante :

$$s(t) = P_{FS}(t) \otimes p_\chi(t) \otimes R_i \tag{A.1}$$

La Figure A.1 montre les trois termes de la convolution que sont la Flat Surface Response (P_{FS}) la réponse du radar à un Dirac sur une surface plane considérée gaussienne, la réponse impulsionnelle (R_i) et la densité de probabilité des points spéculaires (p_χ).

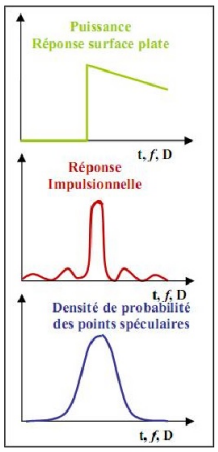


FIGURE A.1 – Les trois termes de la convolution en fonction du temps, de la distance et de la fréquence. Crédits : Ollivier [2006].

Sans rentrer dans les détails des calculs disponibles dans [Brown, 1977, Hayne, 1980, Amarouche et al., 2001], le modèle pour le signal altimétrique est le suivant :

$$s(t) = \frac{P_u}{2}\left[1 + erf(\frac{t-\tau-\alpha\sigma_c^2}{\sqrt{2}\sigma_c})\right] exp\left[-\alpha(t-\tau-\frac{\alpha\sigma_c^2}{2})\right] + P_b \tag{A.2}$$

Avec :

- P_b le bruit thermique.
- erf la fonction erreur qui modélise le front de montée. Il désigne la portion de la forme d'onde entre le niveau de bruit thermique et le niveau maximal de puissance P_u qui représente alors la rétrodiffusion.
- la partie exponentielle modélise la pente du flanc.
- τ l'époque estimée du retour de l'écho, ceci correspond au milieu du front de montée. Bien sûr, ceci n'est pas toujours le cas comme le chapitre C peut le mettre en avant.
- α un paramètre qui prend en compte la rotondité de la terre et les caractéristiques instrumentales comme l'angle d'ouverture de l'antenne.
- σ_c la variance liée à la hauteur des vagues.

Le but de l'algorithme de retracking est donc de trouver les paramètres du modèle ajustant l'écho altimétrique. Pour les surfaces océaniques, l'algorithme MLE (Maximul Likelihood Estimation) utilise le modèle de Brown pour traiter les formes d'ondes [Thibaut et al., 2010]. Nous nous intéressons ici à l'étude de la glace continentale.

1.1 Algorithme de retracking basé sur le modèle de Brown : ICE-2

L'algorithme de retracking ICE-2 se base sur le modèle de Brown simplifié. Grâce à la méthode des moindres carrés, on cherche les paramètres pour ajuster le modèle suivant à la forme d'onde :

$$s(t) = \frac{P_u}{2}\left[1 + erf(\frac{t-\tau}{\sigma_L})\right] exp\left[s_T(t-\tau)\right] + Pb \tag{A.3}$$

Avec :

- τ l'époque.
- s_L la largeur du front de montée.
- Pu la rétrodiffusion.
- s_T la pente du flanc.
- P_b le bruit thermique.

Dans cet algorithme, l'angle d'ouverture de l'antenne n'est pas pris en compte (voir le chapitre sur les conclusions et les perspectives).

2 Un modèle empirique : OCOG (Offset Center of Gravity) et ICE-1

Développé par [Wingham et al., 1986], ce modèle est purement empirique et non basé sur un modèle mathématique. Il consite à trouver le centre de gravité de la forme d'onde. La Figure A.2 montre le principe L'amplitude, la largeur et la position du centre de gravité sont calculées comme suit :

$$A = \sqrt{\frac{\sum_{i=1+n_1}^{N-n2}(P_i^4(t))}{\sum_{i=1+n_1}^{N-n2}(P_i^2(t))}} \tag{A.4}$$

$$W = \frac{\sum_{i=1+n_1}^{N-n2}(P_i^2(t))}{\sum_{i=1+n_1}^{N-n2}(P_i^4(t))} \tag{A.5}$$

$$COG = \frac{\sum_{i=1+n_1}^{N-n2}(iP_i^2(t))}{\sum_{i=1+n_1}^{N-n2}(P_i^2(t))} \tag{A.6}$$

$$LEP = COG - \frac{W}{2} \tag{A.7}$$

Avec LEP l'acronyme pour Leading Edge Position et COG l'acronyme de Center Of Gravity. P_i est la puissance, N le nombre d'échantillons et n_1, n_2 le numéro de l'échantillon affecté par l'aliasing [Hwang et al., 2006].

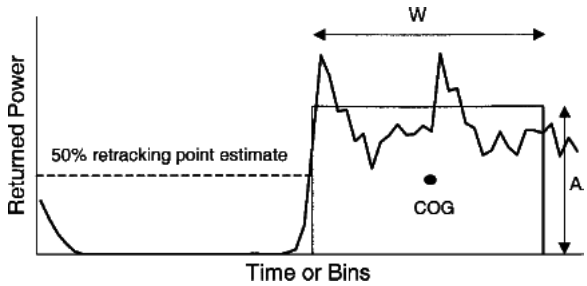


FIGURE A.2 – Principe du OCOG. Crédits : [Deng et al., 2002].

C'est le principe de l'algorithme de retracking ICE-1 [BAMBER, 1994]. La distance est déduite à 50% de LEP. La limite de cet algorithme se trouve dans le fait qu'aucune réalité physique sur la surface n'est prise en compte. L'algorithme Treshold développé par [Davis, 1995, 1997] se base sur la méthode OCOG. Une valeur seuil est définie à un pourcentage de l'amplitude maximale de la forme d'onde. Une interpolation linéaire est utilisé pour calculer la distance.

3 Le modèle β-parameter et l'algorithme GSFC (Goddard Space Flight Center)

C'est un modèle fonctionnel à 5 ou 9 paramètres. Le modèle à 5 paramètres est utilisé pour les formes d'ondes à un seul pic, celui à 9 paramètres pour les formes d'ondes

possédant un double-pic (respectivement single-ramped and double-rampes en anglais). La formule pour le β-5-parameter est la suivante :

$$s(t) = \beta_1 + \beta_2(1 + \beta_5 Q)P(\frac{t - \beta_3}{\beta_4}) \tag{A.8}$$

Avec :

$$\begin{aligned} Q &= 0 \quad pour \quad t < \beta_3 + 0.5\beta_4 \\ Q &= t - \beta_3 + 0.5\beta_4 \quad pour \quad t \geq \beta_3 + 0.5\beta_4 \end{aligned} \tag{A.9}$$

Les paramètres β_i à estimer caractéristent la géométrie de la forme d'onde. La Figure A.3 illustre le schéma du modèle à 5 paramètres. Les caractéristiques sont les suivantes :

β_1 est le bruit thermique

l'amplitude du signal retour soit la rétrodiffusion

β_3 le milieu du front de montée

β_4 le temps de début du front de montée

β_5 la pente du flanc

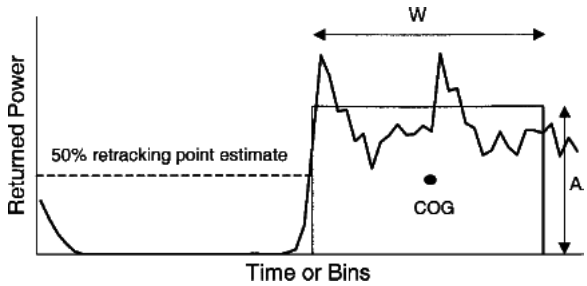


FIGURE A.3 – Schéma du β-parameter model. Crédits : [Deng et al., 2002].

La dernière version $GSFCV4$ utilise un terme exponentiel décroissant au lieu d'un terme linéaire pour modéliser la pente du flanc. Pour estimer les paramètres, méthode Bayésienne est privilégiée. Cet algorithme de retracking $GSFC4$ qui est utilisé pour traiter les données de la mission ICESat notamment [Brenner et al., 2007, ALGORITHMS, 2016]. Tout comme le modèle OCOG, il ne prend pas en compte les statistiques de la surface considérée. Son avantage réside dans sa capacité à traiter des formes d'ondes complexes.

4 Conclusion

Cette Annexe avait pour but de lister les principaux algorithmes de retracking existants pour l'étude de la glace continentale que sont ICE-2, ICE-1 et GSFC et de présenter brièvement les modèles dont ils sont issus. Dès qu'une modification est apportée sur un algorithme existant, un nouvel algorithme de retracking existe. C'est le cas pour l'algorithme de retracking TFMRA et l'algorithme ICE-2 Advanced qui sont des dérivés du

modèle OCOG et de l'algorithme ICE-2 respectivement (voir le chapitre des conclusions et des perspectives). A la vue de la réalité physique et de la modélisation difficile du signal altimétrique pour les différentes surfaces (océaniques, continentales, hydrologiques, côtières...) des comparaisons entre les différents algorithmes et des diagnostics de qualité sont nécessaires pour définir l'apport d'un nouvel algorithme de retracking. A l'heure actuelle, aucun algorithme de retracking idéal n'existe et les perspectives sont nombreuses afin de se rapprocher encore et toujours de la physique mise en jeu.

Annexe B

Décomposition en valeurs singulières

1 Rappel sur les moindres carrés linéaires

Reprenons le modèle de Michel et al. [2014] :

$$H_envisat(t) - H_icesat(t) = \alpha \times Lew(t) + \beta + e(t) \tag{B.1}$$

Ce modèle peut s'écrire sous la forme :

$$\begin{aligned} y(t) &= y_m(t, \theta) + e(t) \\ y_m(t) &= r_t(\theta) \end{aligned} \tag{B.2}$$

θ est le vecteur de paramètres, r_t le vecteur de régression, que l'on peut détailler :
$\theta =$:

$$\begin{bmatrix} \alpha \\ \beta \end{bmatrix}$$

$r_t =$:

$$\begin{bmatrix} Lew(t) & 1 \end{bmatrix}$$

$y(t) =$:

$$\begin{bmatrix} y(t_1) \\ y(t_2) \\ \dots \\ \dots \\ \dots \\ y(t_N) \end{bmatrix}$$

Avec N le nombre d'observations.
Le critère quadratique convexe à minimiser est :

$$J(\underline{\theta}) = ||y - y_m(\theta)||_2^2 = (y - y_m(\theta))^T \times (y_m(\theta) \tag{B.3}$$

Le modèle étant linéaire dans les paramètres, il peut s'exprimer sous forme matricielle pour retrouver le formalisme précédent :

$$y_m(\theta) = R\theta \tag{B.4}$$

Avec R $\in \mathbf{R}^{N,2}$:

$R =$:

$$\begin{bmatrix} Lew(t_1) & 1 \\ Lew(t_2) & 1 \\ ... & 1 \\ ... & 1 \\ ... & 1 \\ Lew(t_N) & 1 \end{bmatrix}$$

Le critère quadratique devient :

$$J(\theta) = (y - R)^T (y - R\theta) \tag{B.5}$$

et la solution au sens des moindres carrés :

$$\theta_{MC} = (R^T Q R)^{-1} R^T y \tag{B.6}$$

2 La méthode de la décomposition en valeurs singulières (SVD)

Les valeurs singulières de la matrice R inversible sont les racines carrées des valeurs propres de la matrice carrée $R^T R$ définie semi-positive.
On peut exprimer la matrice R sous la forme :

$$R = USV^T \tag{B.7}$$

Avec U $\in \mathbf{R}^{2,2}$ et V $\in \mathbf{R}^{N,N}$ des matrices orthogonales et S la matrice diagonale comprenant les valeurs singulières de R. La matrice U est constituée des vecteurs propres orthonormalisés de la matrice $R^T R$ et la matrice V est constituée des vecteurs propres orthonormalisés de la matrice RR^T. S s'exprime comme suit :
S = :

$$\begin{bmatrix} \mu_1 & ... \\ ... & \mu_2 \end{bmatrix}$$

Avec $\mu_{1,2}$ les valeurs singulières de la matrice R..

3 La SVD couplée aux moindres carrés linéaires

En estimation, utiliser la décomposition en valeurs singulières permet de réduire la condition de la matrice qui peut entraîner un problème mal posé. Si on a un mauvais conditionnement, une erreur sur les variables d'entrées se propage sur les variables de sorties (cette erreur est proportionnelle à $cond(\mathrm{A})^2$. Réduire le conditionnement revient alors à réduire une erreur sur l'estimation des paramètres. En pratique, une condition supérieure à 1000 suggère un mauvais conditionnement. On calcule la condition d'une matrice telle que :

$$cond(\mathrm{A}) = \frac{\mu_{max}}{\mu_{min}} \text{(B.8)}$$

Soit le rapport des deux valeurs singulières extrêmes et non-nulles (la plus grande valeur propre sur la plus petite). On tronque la décomposition en valeurs singulières en n'en gardant qu'un certain nombre r.
On a alors la formule suivante pour la solution au sens des moindres carrés :

$$\theta_{MC} = \sum_{i=1}^{r} \lambda_i v_i \tag{B.9}$$

Avec λ_i :

$$\lambda_i = \frac{u_i^T y}{\mu_i} \tag{B.10}$$

Ou encore en matriciel :

$$\theta_{MC} = V S^{-1} U^T y \tag{B.11}$$

La troncature en valeurs singulières consiste alors à ne prendre que certaines valeurs singulières pour calculer la solution au sens des moindres carrés. Le choix du nombre de valeurs singulières à tronquer est un compromis entre l'erreur d'estimation et la fiabilité de l'estimation (quantifiable par une analyse de sensibilité).

Annexe C

Aurélie Michel, Thomas Flament, Frédérique Rémy. Study of the Penetration Bias of ENVISAT Altimeter Observations over Antarctica in Comparison to ICESat Observations. Remote Sens. 2014, 6, 9412-9434.

Remote Sens. **2014**, *6*, 9412-9434; doi:10.3390/rs6109412

OPEN ACCESS

remote sensing

ISSN 2072-4292

www.mdpi.com/journal/remotesensing

Article

Study of the Penetration Bias of ENVISAT Altimeter Observations over Antarctica in Comparison to ICESat Observations

Aurélie Michel [1,2,*], Thomas Flament [1] and Frédérique Rémy [1]

[1] LEGOS, UMR 5566, 14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France;
E-Mails: T.Flament@leeds.ac.uk (T.F.); frederique.remy@legos.obs-mip.fr (F.R.)

[2] CLS, 8-10 Rue Hermès, Parc Technologique du Canal, 31520 Ramonville St-Agne, France

[*] Author to whom correspondence should be addressed; E-Mail: aurelie.michel@legos.obs-mip.fr; Tel.: +33-5-61-33-28-62.

External Editor: Prasad S. Thenkabail

Received: 30 April 2014; in revised form: 9 September 2014 / Accepted: 15 September 2014 / Published: 29 September 2014

Abstract: The aim of this article is to characterize the penetration bias of the ENVIronmental SATellite (ENVISAT) radar altimeter over the Antarctic ice sheet through comparison with the more accurate measurements of the Ice, Cloud and land Elevation Satellite (ICESat) altimeter at crossover points. We studied the difference between ENVISAT and ICESat fluctuations over six years. We observed the same patterns between the leading edge width and the elevation difference. Both parameters are linked, and the major bias is due to the lengthening of the leading edge width due to the radar penetration. We show that the elevation difference between both altimeters and the leading edge width are linearly well-linked with a 0.8 Pearson correlation coefficient, whereas the slope effect over the coasts is difficult to analyze. When we analyze each crossover point temporal evolution locally, the linear correlation between the leading edge width and the elevation difference is between −0.6 and −1. Fitting a linear model between them, we find a reliability index greater than 0.7 for the Antarctic Plateau and Dronning Maud Land, which confirms that the penetration effect has a linear influence on the retrieved height. Moreover, we present results from SARAL/AltiKa (launched in February 2013) that confirm SARAL/AltiKa accuracy and the promising information it will provide.

Keywords: radar altimetry; laser altimetry; ENVISAT; ICESat; AltiKa; Antarctica; ice sheet; remote sensing

1. Introduction

Altimetry is one of the most powerful tools for detecting ice sheet surface changes, allowing us to estimate the contribution of ice sheets to sea-level rise. Since 1991, continental ice sheets, such as Greenland and Antarctica, have been observed and studied by altimetric satellites on the same orbit, including European Remote Sensing Satellite 1 and 2 (ERS1 and ERS2) [1]. The ENVIronmental SATellite (ENVISAT) was launched in 2002 by the European Space Agency (ESA) to link up with ERS1 and ERS2, covering latitudes between 81.5°S and 81.5°N with a 35-day repeat cycle, and it successfully supplied eight years of measurements until the end of its nominal orbit [2].

The biggest limitations to obtaining accurate results over ice sheets are the geophysical factors that affect radar altimeters measurements and the post-processing called retracking: the slope error due to the large footprint, the penetration into the snowpack and the surface roughness at different scales [2]. All of these effects are mixed together and produce a biased retrieved height. Several methods have been proposed to estimate elevation changes, and discrepancies exist between each bias found in the estimates [3–5]. These disagreements are a major limitation in the improvement of our understanding of ice sheet evolution and thus require further investigation. This paper focuses specifically on one of the effects: the penetration that occurs and its influence on the retrieved height with the post-processing taken into account. We first explain the principle of altimetry: the measurement and the post-processing, called retracking, and we describe the geophysical effects that alter the estimates to understand how to study the induced bias.

The return radar echo received by the altimeter is recorded through time, producing an altimetric waveform with three major parameters: the backscatter, the return power, and the leading edge width and trailing edge slope, which are estimated by the retracking algorithm [6,7]. Retracking consists of finding the point within the waveform where the height can be deduced. Over oceanic surfaces, the altimetric range is deduced from the mid-height of the leading edge width. Unfortunately, over ice sheets, this process is not always reliable because of various geophysical phenomena, the retracking algorithm estimates are biased. First, the approximately 15-km footprint does not efficiently sample the surface topography, which is less flat than ocean surfaces; slopes and centimeter/meter-scale (sastrugi) or kilometer-scale (megadunes) features affect the signal waveform [8]. Moreover, at the frequency used by the ENVISAT, ERS1 and ERS2 altimeters, *i.e.*, 13.6 GHz, the radar wave penetrates into the snowpack [9]. Previous studies have shown a penetration depth of approximately ten meters [10,11]. The waveform signal over ice sheets is, thus, considered to be composed of a surface echo and a subsurface echo [12,13]. Specific retracking models exist in the scientific community and depend on the observed surface and the parameters chosen to create the algorithms. Some algorithms are based on the Brown model or use a threshold of the waveform peak amplitude or deduce the center of gravity [14–17]. Consequently, the surface elevation estimate depends on the retracking model chosen and the inaccuracy of the model is considered an error. This topic will be discussed later. In this paper, the Ice-2 retracking

algorithm is used. It is based on the Brown model, fitting the altimetric waveform with an error function (erf) for the leading edge and an exponential decrease for the trailing edge slope and deduce the waveform integration, thus providing the parameter estimates [7]. Moreover, from these waveform parameters, we can extract geophysical information on the surface properties, helping to understand the whole waveform signal and the retrieved height as well. The backscatter coefficient in dB is influenced by the surface or subsurface echo (consequently providing information on the surface roughness and snowpack properties), and the leading edge width (considered to be the amplitude of the width) is sensitive to the differently scaled features of the surface and volume [2]. The trailing edge slope characterizes the slope and the volume/surface ratio [18].

One of the major problems of this remote sensing method is that these snow parameters described above fluctuate through time. Consequently, the bias in the retrieved elevation is not constant and it affects the trend estimate, which leads to errors of up to 5 cm per year in the elevation trend [11]. Moreover, the penetration prevents us from directly comparing two altimeters with different frequencies. For instance, the ENVISAT follow-up, the 35-day orbit altimeter Satellite with ARgos and ALtika (SARAL or "simple" in hindi) with its Altimeter in Ka-band (AltiKa) works in the Ka-band; thus, both the volume scattering and the penetration depths are different. However, we show in this paper that a comparison between the Ku- and Ka-bands provides information.

Generally, the surface elevation change bias is corrected via the backscatter change [19]. This error is considered linearly dependent on the backscatter; thus, this is corrected by fitting temporal elevation series with the backscatter series. In 2012, Rémy *et al.* showed that the error could be better corrected if other waveform parameters were used, specifically the leading edge width [12]. This paper investigates this result by using a different six-year data set of laser altimetry to characterize the penetration effect on the retracking algorithm and the retrieved height, effect we call the penetration bias. Most of the studies based on the estimation of surface elevation changes have managed solely to reduce the induced noise but have not been able to estimate the absolute errors. Because the laser altimeter aboard the Ice Cloud and land Elevation Satellite (ICESat) is free from the systematic errors associated with radar altimetry over ice sheets, we decided to compare both measurements to characterize the radar altimeter's biased height. The goal of this paper is to understand and help correct the penetration bias by exploiting the entire temporal data set from ICESat and the initial results from SARAL/AltiKa.

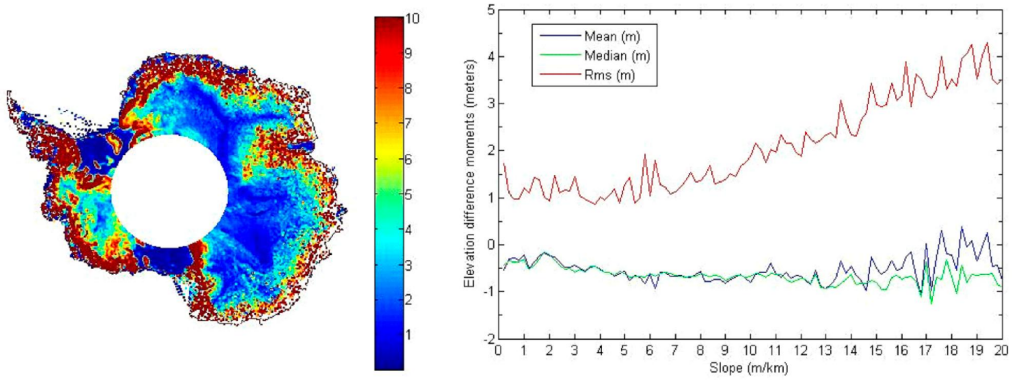
2. Data and Methods

In 2003, ICESat, with the Geoscience Laser Altimeter System (GLAS) onboard, was launched by the National Aeronautics and Space Administration (NASA). GLAS is a laser altimeter (1064 and 532 nm wavelengths) that, with respect to Radar-Altimeter 2 (RA-2), more accurately retrieves elevation due to a narrower footprint (approximately 70 m instead of approximately 20 km for ENVISAT) and a non-penetration into the snowpack [3]. It also has a 40 Hz measurement frequency, which equates to a measurement every 170 m along the track, whereas the ENVISAT features a 20 Hz measurement frequency, or every 330 m. The saturation of the laser gain and the presence of clouds bias the elevation by preventing a global observation, but these biases are not as prevailing as the ones in radar altimetry and we are able to better characterize them [3]. To do so, we chose a crossover analysis between GLAS and RA-2. The ENVISAT and ICESat satellites observed the ice sheets at the same time, from 2002 to

2010 for ENVISAT and from 2003 to 2009 for ICESat. ENVISAT has a 35-day cycle, while ICESat has a 91-day cycle with 30- to 35-day campaigns. The elevation difference between ICESat and ENVISAT has been previously investigated, notably by Brenner *et al.* (2007), who found a 40 cm value with a 98 cm standard deviation (std) for flat surfaces and a 0.05 m value with a 25 m std for high slopes [3]. Brenner *et al.* found that the elevation difference is retracker-dependent [3]. We will discuss this later in the paper. The data we use are the height retrieved from ENVISAT with the Ice-2 algorithm, the height retrieved from ICESat with the Goddard Space Flight Center (GSFC-4) algorithm (the only algorithm used for ICESat data). The backscatter, the leading edge width and the trailing edge slope are all retrieved from ENVISAT with the Ice-2 algorithm. The first step in our processing is the correction of the slope effect for the six-year data from ENVISAT. Before performing the crossover analysis, we correct the RA-2 observations for the slope effect to compare more accurate radar altimetry elevations. Unlike oceanic surfaces (as mentioned in the Introduction part), ice sheets are sloped surfaces, over which the slope decreases from the coasts to the domes. Due to the slope and the 10- to 20-km footprint, the radar altimeter does not sample the surface well. The measured point is not necessarily located directly at the nadir, but is shifted in an upslope direction and is the closest point to the satellite. This shift induces a non-negligible bias that can add up to several meters to the retrieved height; this bias is known as slope-induced error [20]. The slope-induced error due to a large footprint can be corrected via three methods called relocation, slope correction (direct method), and the intermediate method [21,22]. The first method, used here, consists of finding the slope of the nadir and relocating the impact location to the estimated surface point closest to the altimeter antenna. To further analyze the slope-induced error, we map the mean slope at crossover points in m/km (Figure 1a) and the mean, std and median values of the elevation difference between ICESat and ENVISAT depending on the slope (Figure 1b). In Figure 1a, the slope is plotted across the entire Antarctic continent. The slope increases with increasing proximity to the coasts. Over the Plateau (Central Antarctica), the slope is mainly less than 2 m/km, but the slope is greater than 9 m/km (0.5°) along the coasts. Because ENVISAT has an antenna aperture of 1.35° (equivalent to a 18-km diameter footprint), the measurement is biased. Indeed, if the slope angle is higher than the mid-aperture, *i.e.*, approximately 0.65°, the impact point of the altimeter will be on the edge of the footprint [23]. The altimeter impact is out of the gain pattern for ENVISAT; thus, the impact point might be closer and the slope correction greater than first thought, which explains the positivity of the elevation difference. We conclude that if the slope is greater than 9 m/km, the analysis cannot be as accurate as that of flat surfaces. In Figure 1b, we observe the different moments like the mean, and the std but also the median of the elevation difference in meters depending on the slope range. As evidence, we see that the greater is the slope; the greater is the elevation difference in absolute value. Until 9 m/km, the median and the mean are in good agreement and the std rather constant until 8m/km. The high std value between 0 and 1 m/km is due to the ice shelves. After 9 m/km we are out of the antenna gain, so no analysis can be done. The elevation difference is about −0.5 m. The std increases with the slope due to the residual slope error. The relation between the elevation difference and the slope is due to several effects. Note that it can be due to the slope error, because the Digital Elevation Models (DEMs) used to estimate the slope and relocate the position are not accurate enough or because we suffer from a limitation in the resolution [21,22]. Here, the slope is deduced from the across-track slope, which is derived from the whole ENVISAT cycles [23]. In addition, one cannot exclude the difference between both satellites footprints: the aperture of 1.35° explains a part of the measurement bias, which will be

higher on the coasts indeed. As the error budget increases as the slope does, we do not take into account the highest slopes in our analysis. The data corrected from the slope error over flat surfaces is accurate enough to process it further so we deduce the crossover points between each measurement from both altimeters, the second step in our methodology.

Figure 1. (**a**,**b**) Focus on the slope correction and why we do not keep the high-sloped areas in our data analysis: mean slope at crossover points for ENVISAT and ICESat in m/km after the slope correction. (a) We observe the poorer sampling over the coasts and within the Peninsula area; (b) spatio-temporal mean, median and std of the elevation difference between ICESat and ENVISAT in meters depending on the slope range.



(**a**) (**b**)

Seventeen consecutive ICESat cycles were processed and compared to the measurements of the ENVISAT cycles (from cycle 20 to cycle 83, *i.e.*, from September 2003 to November 2009) interpolated at the crossover intersection. The largest difference between each crossover point is 17 days, and the differences feature a uniform distribution and a std and a mean of eight days. We examined six years of observations, which has never been performed. The ICESat data are publicly available from the National Snow and Ice Data Center (NSIDC) website. We used the Level 2 product GLA12 (Antarctica and Greenland Surfaces). Several articles have been published on the biases involved with laser altimetry, especially the intercampaign bias associated with the Gaussian-Centroid (G-C) offset that potentially affects the elevation trend [24,25]. Because we do not compute any elevation trends in this paper (we study the quantitative differences between ENVISAT and ICESat elevations), it is not necessary to take this error into account.

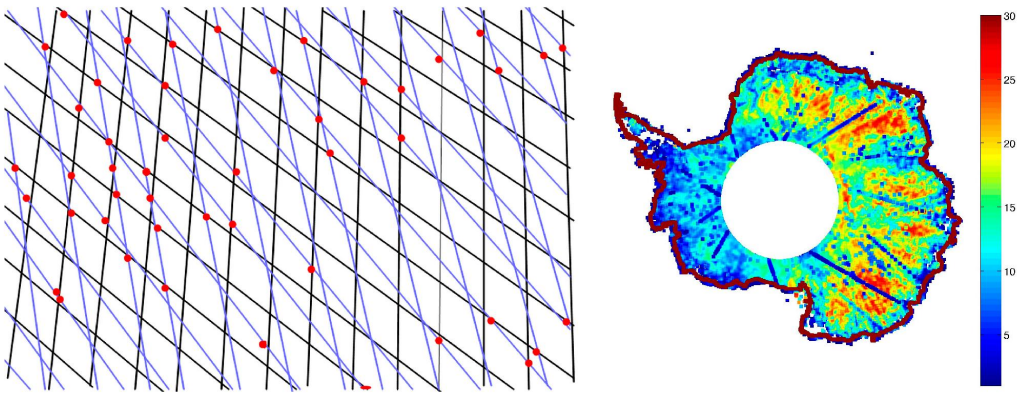
In Figure 2a,b, the crossover analysis is schematized (a) and the sampling plotted (b). In Figure 2a, we illustrate how the crossover method works, and we analyze the measurements provided by both altimeters at the same location. For the mean elevation difference, we analyzed all the crossover points spatially and temporally. For the temporal study, we chose to process locally, meaning we separated each crossover point and their evolution over six years and analyzed only the crossover points that were visited at least ten times a greater accuracy. By studying the evolution of a crossover point, we know that only both the surface undulations and the penetration influence the evolution measurement. In Figure 2b, we plot the number of measurements per each crossover point for the six-year duration. We confirm the

sparser sampling over the coasts and West Antarctica, the reliability of the processing for the evolution is questionable. However, there is a denser sampling (more than ten times) over the Plateau. The third step in our methodology is attempting to fit a linear model between the elevation difference between ENVISAT and ICESat and the leading edge width. This relationship is as follows:

$$D(t) = \alpha \times Lew(t) + \beta + e(t) \quad (1)$$

where t stands for the time, D(t) stands for the difference between the ENVISAT and ICESat elevations, Lew(t) stands for the leading edge width and e(t) stands for the measurement errors at each measurement, which are considered centered, Gaussian and additive with a variance value of 1 (a common assumption in basic signal processing problems solved by the least-squares method). We estimated parameters alpha and beta using the least-squares method. Note that we computed the matrix condition in the linear model to ensure we did not have an ill-conditioned problem. If this was the case, we applied the truncated singular value decomposition. We also analyzed the model reliability using the Standardized Regression Coefficient (SRC), which measures the output variance rate based on each input of the model [26]. Because of this index, we know if the observations are linked well with the model inputs, or, in other words, if the model we wish to apply is correct. If the influence of the model input on the model output is rather low, the SRC index will be low, and *vice versa*. This model is advantageous due to its simplicity and the physical process modeled.

Figure 2. (**a**) Crossover analysis principle: the red dots are the locations where black tracks (ICESat) meet blue ones (ENVISAT), the measurement is thus given at the same location and can be processed and compared. This image covers the Ronne Ice Shelf area, the scale is 1/200 (1 cm = 50 km). The X-axis is the longitude and the Y-axis the latitude; (**b**) map of the number of same crossover points for the whole period, useful to assess the reliability of our analysis.

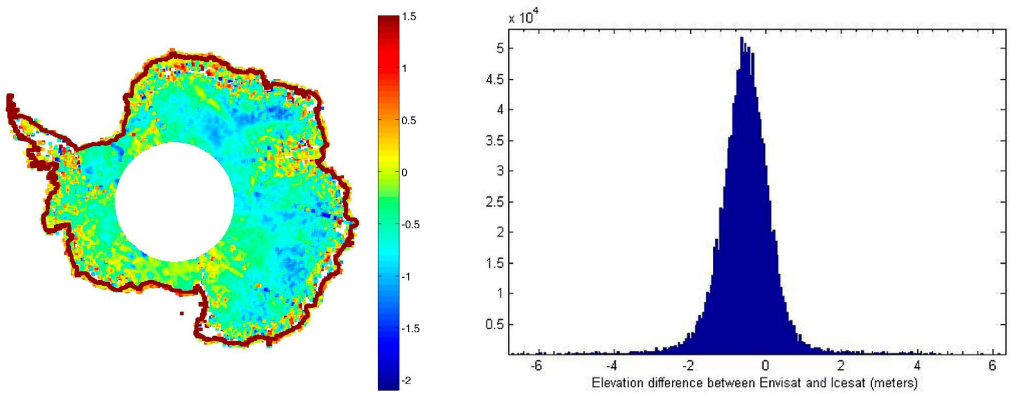


(**a**) (**b**)

As a result after this three-part processing, we map the mean elevation differences corrected for the slope effect at the crossover points for the six-year duration that both ENVISAT and ICESat were in orbit in Figure 3a. Because of the penetration into the snowpack, the deduced radar elevation is lowered and the surface elevation value is lower than the laser one. Because ICESat is free from the penetration

effect, the elevation difference is negative. This pattern is observed in the central part of Antarctica; the elevation difference is between −0.5 m and −1 m. However, the elevation is positive in the megadunes region. The slope is approximately 4 m/km in this region (in agreement with the Figure 1a) and the roughness is macro-scale; thus, the slope correction might be over-estimated, which explains the positive result. Figure 3b is the histogram showing the elevation difference between ICESat and ENVISAT when the slope is less than 9 m/km, a value chosen to keep measurements within the central part of Antarctica, according to Figure 1a,b, in which 9 m/km is the value at which the std increases. The mean and median are both approximately −0.53 m, and the std is 1.22 m. If we compare these results to the values of slopes greater than 9 m/km (not plotted), we find a mean of −0.61 m, a median of −0.63 m and a std of 2.77 m. The plot is coherent, the measurement error is lower, and there are fewer outliers in the data set when the slope is less than a given value, as the lower std value and nearly identical mean and median prove.

Figure 3. (**a**) Mean elevation difference between ICESat and ENVISAT in meters. Added to the poorer sampling on the coasts, we see the elevation difference is positive over the coasts due to the slope induced-error. Anywhere else, the elevation difference is mainly about −0.5 m, from −0.5 to −1 m depending on the places. The dark circles demarcate the areas we focus on: mainly The Dronning Maud Land, as well as the MacRobertson Land (upper circle) and the Plateau (down circle); (**b**) histogram of the elevation difference between ICESat and ENVISAT for slopes inferior to 9 m/km. The X-axis is in meters, the Y-axis is in counts.



(a) **(b)**

Consequently, due to the large uncertainties induced by the slope and the sparser sampling, we decided to remove the coasts and the Peninsula from the processing of the elevation differences between ICESat and ENVISAT and focus on a more reliable and valid data set.

If we do not take into account the residual slope error, the roughness at various scales, such as sastrugi or megadunes, and the penetration biases still affect the waveform [27]. In 2001, Arthern *et al.* showed the influence of surface undulations and microwave penetration using ERS1 and ERS2 measurements. Surface undulations are not the prevailing effect on the Plateau [7]. First, we focused our temporal

analysis on areas that had been described by *in situ* measurements (for the geophysical information such as temperature or wind, surface characteristics) and satellites images located in the less steep areas of the Antarctic ice sheet. The surface roughness is considered to no effect on the retrieved elevation, as we will discuss later.

3. Results

3.1. Temporal Evolution across All of Antarctica

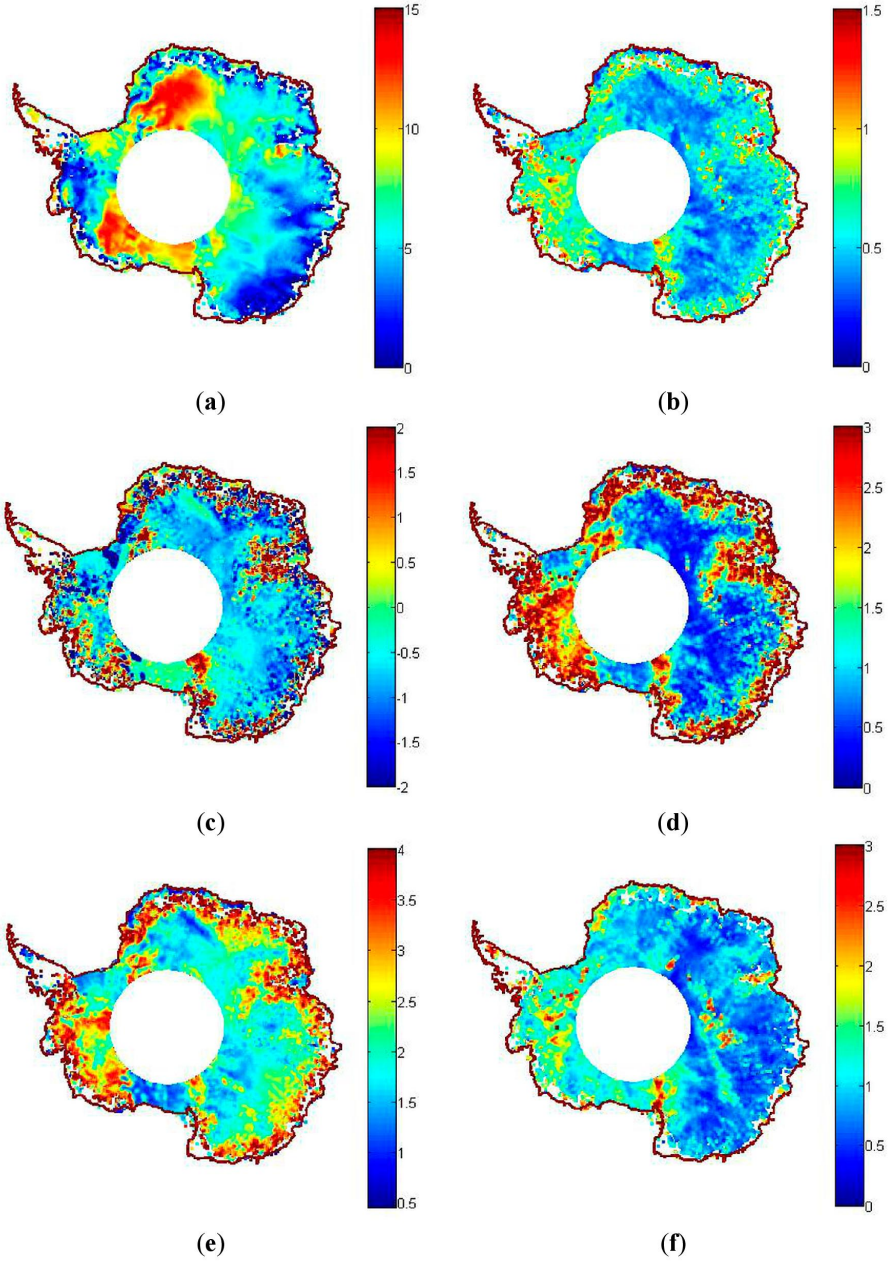
Up to 3,200,000 measurements, over six years, are available for the study of the variability in the evolution differences. Figure 4a–f contain the mean values over the entire period for the backscatter (a), the leading edge width (b) and the elevation difference (c) between both altimeters, as well as the std values (d–f). Note that we observed the evolution of the elevation difference, the backscatter coefficient from ENVISAT and the leading edge width from ENVISAT for the entire period, *i.e.*, for each different ENVISAT cycle. We observed recurring patterns in the elevation difference every 10 ENVISAT cycles, occurring in February, March and April. The elevation difference decreases in the north of the Australian Antarctic Territory. There are also similar patterns between the mean values of the leading edge width and the elevation difference fluctuations (Figure 4b,c), especially in the East Antarctica Plateau and Dronning Maud Land. These values are negatively correlated in the non-mountainous areas and the coasts, which are very steeply sloped. For instance, this pattern is especially true for the northern part of Dronning Maud Land, the Ross Ice Shelf, and the southern part of the Plateau. It has been shown that the variations are not due to a change in the snowpack height but by a seasonal density change that influences the waveform parameters, such as the backscatter and the leading edge width [27].

Indeed, it seems that a higher leading edge width corresponds to a higher absolute value of the elevation difference, whereas the backscatter coefficient does not seem to have a clear pattern associated with the elevation difference (Figure 4a,c). The backscatter has a dB peak in the northwestern part of Dronning Maud Land, but it not as high as the elevation difference and the leading edge width. The backscatter coefficient definitely influences the retrieved height, but if we observe the patterns, its influence does not seem to be as strong, or at least not as explicit, as that of the leading edge width. The backscatter is influenced by the snowpack properties and the penetration into the snowpack [17]. This paper's hypothesis investigates whether the leading edge is directly impacted by the penetration and studies the effect of the penetration bias on the retrieved height.

We suggest that the penetration depth fluctuations, and, thus, the biases, might be linearly linked with the elevation difference between ICESat and ENVISAT. If we examine the std values of the same variables (Figure 4d–f), the similarity between the leading edge width and the elevation difference is found once again. In Dronning Maud Land and the Plateau, the std values are low for both the height and the leading edge width, except for certain clear patterns in which they both increase. Along the coasts, the std increases for both the leading edge width and the elevation difference but not for the backscatter.

After a general overview, we focus on different locations in Dronning Maud Land, Mac. Roberston Land and the Plateau to validate our preliminary observations.

Figure 4. (**a**–**f**) Observations from ENVISAT: mean value for the backscatter coefficient in dB, mean value for the leading edge width in meters, mean value for the elevation difference in meters, std value for the backscatter in dB, std value for the leading edge width in meters, std value for the elevation difference in meters, respectively, from September 2003 to November 2009.



3.2. Focus on Four Specific Locations

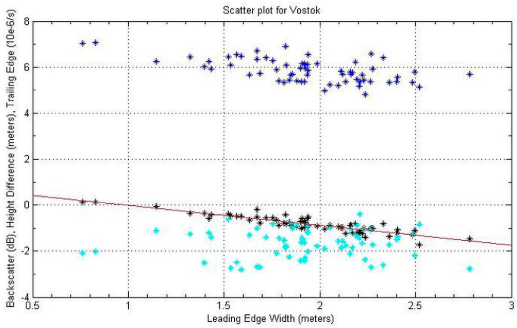
To understand the retrieved height error, we attempt to link it with the waveform parameters to determine whether the penetration effect influences one or more waveform parameters, as has been previously suggested. The consensus up to now is that the variations in the backscatter are linked to the variations in the height [19]. The innovative idea here is to investigate whether the bias on the retrieved height is associated with the leading edge width (because the height is deduced from this parameter), and we did observe similar patterns through time. Moreover, Legrésy and Rémy showed that the leading edge is influenced by penetration and roughness at a micro-scale [17]. We selected data that were within 15 km of each location. We then analyzed the relationship between the leading edge width and the elevation difference. One such method is a scatter plot; by analyzing the shape, we can determine if the variables are linearly correlated or not. We also examined the values of the trailing edge and the backscatter between the leading edge width and the elevation difference in each scatter plot to determine whether we could separate the influence of surface undulations from the subsurface scattering [28–30]. The backscatter is influenced by the penetration via the snowpack properties but also by the surface properties. At the contrary, the leading edge width is solely affected by this effect. The trailing edge features positive values, indicating a volume echo. Because the trailing edge slope characterizes the volume/surface ratio, a higher ratio means a higher volume scattering.

3.2.1. Investigation of the Plateau Area

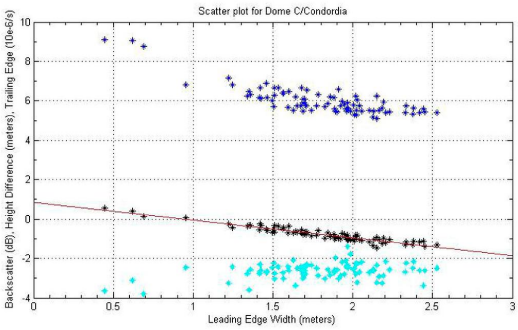
The Vostok area (106.837328°, −78.464422°) located in the Antarctic Plateau is characterized by a relatively flat surface. In Figure 5a, we show the scatter plot obtained for Vostok. One of the main observations is that correlation is clearly linear. The leading edge width ranges from 0.5 to 3 m, the difference ranges from −2 to 0.5 m, and these ranges are coherent with flat topography (the difference is mainly negative). Furthermore, when the elevation difference is close to zero, the leading edge value is close to one meter. This is, in general, a sign of a typical surface echo [6]. A larger absolute value of the elevation difference corresponds to a larger leading edge width, as was observed from the temporal evolution. A closer look at the values for the backscatter and the trailing edge reveals that when the elevation difference is close to zero, the backscatter is at its highest and the trailing edge slope is negative, which is indicative of a typical return echo from the surface [6]. The backscatter values are always above 5 dB. The trailing edge slope has values close to zero but negative, the surface is flat and the difference is low (−0.8 m), for sure there is a volume echo. The main observation is the dispersion of the different scatter plots. The leading edge width is the least dispersed scatter plot, which indicates a more intuitive linear relationship with the elevation difference, whereas the link is implicit and not necessarily linear for other parameters. By computing the Pearson correlation coefficient, we found a value of −0.9 between the elevation difference and the leading edge width in this particular location, statistically confirming the linear link. Furthermore, we fitted the linear relationship explained in the methodology part of Equation (1), and we obtained an alpha value of −0.87 and beta value estimate of 0.85. A linear relationship between the leading edge and the elevation difference is implied by these statistics. Note that we investigated the same type of relationship in this location between the backscatter and the elevation difference and found nothing

significant. As a first empirical observation, this observation confirms that the fluctuation in the leading edge width and the penetration bias are linear in these two areas.

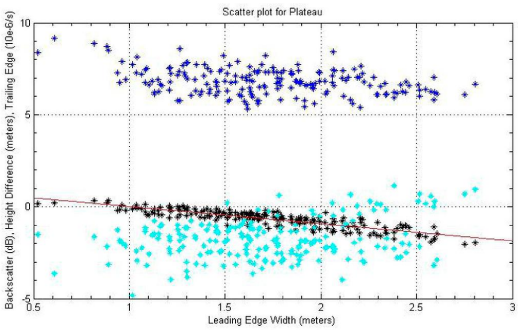
Figure 5. (**a**–**c**) Scatter plots between the leading edge width from ENVISAT and the elevation difference between ICEsat and ENVISAT in meters (black stars) and the backscatter (dark blue stars) and the trailing edge slope derived from ENVISAT (light blue stars) for different research stations located in areas where the penetration error can be considered prevailing: Vostok (**a**); Dome C/Concordia (**b**); Plateau (**c**).



(**a**)



(**b**)



(**c**)

Dome C is also located on the Antarctic Plateau (123.35°, −75.1°). With no katabatic winds, the surface is less rough and can be considered flat. In Figure 5b, we show the scatter plot between the elevation difference and the leading edge width for Dome C. We find the same trends as for Vostok: the difference ranges from nearly 1 to −1.5 m and the leading edge ranges from 0.5 to 2.5 m. The Pearson correlation coefficient produces a value of −0.94, which is very high and proves that a fluctuation in the leading edge directly impacts the height estimate of flat surfaces. For the backscatter and trailing edge values, the backscatter is still above 5 dB, and the values almost never exceed $-2\ 10^{-6}\cdot s^{-1}$ for the trailing edge, except when the difference is −0.91 m and the trailing edge is $-1.4\ 10^{-6}\cdot s^{-1}$. This can be explained by a higher volume/surface ratio. The prevailing bias in this area is the penetration bias. Thus, we can link this effect linearly with the height bias, which has not been observed previously. The alpha and beta values are −0.9 and 0.84, respectively.

The Plateau station area is located in the central Plateau (40.56042°, −79.25082°). In Figure 5c, we clearly see a linearly shaped scatter plot. The leading edge width ranges from 0.5 to 2.8 m and the elevation difference from 0.2 to −2 m. The backscatter is always above 5 dB and decreases as the elevation difference increases, similar to the other areas. The trailing edge slope is high so there is volume scaterring. The Pearson coefficient between the leading edge width and the elevation difference is relatively high at −0.87, and the estimates for alpha and beta are −0.93 and 0.95, respectively, confirming the former observations.

3.2.2. Investigation of the Dronning Maud Land Area

We next examined observations from near the Dome Fuji station (37.5°, −77.5°) in the Queen Maud Land (Northeastern Antarctica), which has been studied previously. In 2001, Arthern *et al.* showed through deconvolution that the surface undulations were not the prevailing effect in this area [7]. Legrésy and Rémy qualified Dronning Maud Land as a smooth surface [17].

The scatter plot in Figure 6 shows that the leading edge width ranges to 0.5 to 2.8 m and the elevation difference ranges from 0.3 m to −1.86 m. It is worth noting that the leading edge values are relatively stable in all the analyzed areas. Thus, the same effects seem to affect the leading edge width. The ratio between the volume and surface scattering can change, but the ratio features the same values here. This relationship is why we try to discriminate between the backscatter and the trailing edge. The backscatter values are greater than 6 dB, and the trailing edge is always negative when the leading edge is low and the backscatter is high. Thus, we have a pure surface echo [6]. However, once the leading edge width is greater than 1.5 m, the trailing edge features values near zero, and the penetration into the snowpack is clearly noticeable. Because the trailing edge has low absolute values as the elevation difference increases, we confirm the volume/surface ratio also has a high impact on the altimetric signal. Similar to the other flat areas, the scatter plot indicates a linear relationship between the leading edge width and the elevation difference. The Pearson correlation coefficient is −0.84 and the least-squares method produces values of −0.73 and a 0.69 for alpha and beta, respectively.

Figure 6. Scatter plot between the leading edge width from ENVISAT and the elevation difference between ICEsat and ENVISAT in meters (black stars) for the Dronning Maud Land area where the penetration bias can be considered prevailing: Dome Fuji.

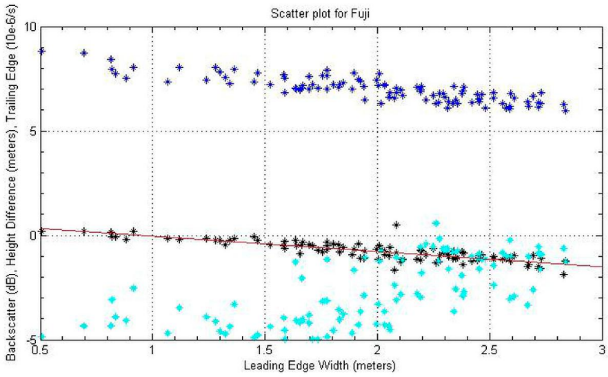


Table 1 summarizes the results of the study for all four areas. The values are concordant: the differences are approximately the same value as the backscatter and the leading edge width. The trailing edge slope is more variable. The trailing edge is a volume/surface ratio index; hence, we can interpret our values as a penetration depth modulated by the surface state. We conclude that there is a linear link between the leading edge width from ENVISAT and the elevation difference between ICESat and ENVISAT in the Antarctic Plateau and Queen Maud Land, where surface undulations are not the prevailing effects. Thus, we assume that it is the penetration effect, which includes a linear bias in the retrieved height: the penetration bias. The last column from Table 1 summarizes the std value of the differences once the model has been fitted. The results are satisfying because the std decreases.

We next examine if such a linear model can be fit to the entire Antarctic ice sheet instead of particular areas.

Table 1. Table of values for the Pearson correlation coefficient and the linear model for the leading edge width and the elevation difference for the four areas with the backscatter coefficient and the trailing edge slope values.

Location	Mean Leading Edge Width (m)	Mean Difference (m)	Std Leading Edge Width (m)	Std Difference (m)	Pearson Correlation Coefficient	Alpha Estimation	Beta Estimation
Plateau: 111 measurements	1.71	−0.66	0.45	0.48	−0.87	−0.93	0.95
Vostok: 62 measurements	1.92	−0.81	0.38	0.36	−0.90	−0.87	0.85
Dome C: 57 measurements	1.79	−0.77	0.40	0.38	−0.94	−0.90	0.84
Dome Fuji: 78 measurements	1.98	−0.76	0.53	0.46	−0.84	−0.73	0.69

Table 1. *Cont.*

Location	Mean Leading Edge Width (m)	Mean Difference (m)	Std Leading Edge Width (m)	Std Difference (m)	Pearson Correlation Coefficient	Alpha Estimation	Beta Estimation
Location	Mean Backscatter (dB)	Mean Trailing edge slope (10^{-6} s^{-1})	Std Backscatter (dB)	Std Trailing edge slope (10^{-6} s^{-1})			
Plateau: 111 measurements	6.82	−1.74	0.72	1.08			
Vostok: 62 measurements	5.87	−1.66	0.51	0.62			
Dome C: 57 measurements	6.01	−2.63	0.74	0.40			
Dome Fuji: 78 measurements	7.01	−2.66	0.60	1.55			
Location	Std value for the elevation difference after the correction in meters						
Plateau: 111 measurements	0.23						
Vostok: 62 measurements	0.31						
Dome C: 57 measurements	0.32						
Dome Fuji: 78 measurements	0.39						

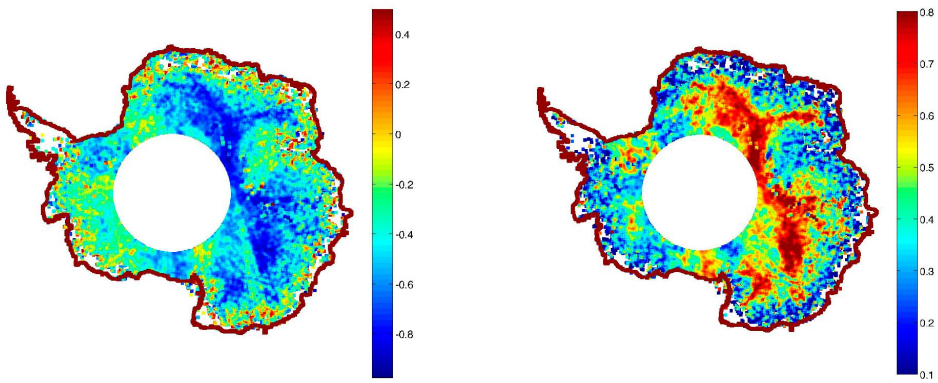
Note that the trailing edge values are more or less close to the nominal value, with no slope and no volume contribution, which is −3.2. The areas of our observations are relatively flat. The contribution comes from the volume echo.

3.3. Fitting the Temporal Evolution to the Entirety of Antarctica

After observing a good linear fit between the leading edge and the elevation difference for various flat surfaces, we expand our study zone and process data from the entire Antarctic ice sheet. For computational reasons, we changed the reference to ENVISAT minus ICESat elevations instead of the former Equation (1), but this alteration changes only the sign of the estimated parameters. First, we plotted the linear correlation coefficient (as in the Pearson definition) between the leading edge width and the elevation difference between ENVISAT and ICESat in Figure 7a. There is a strong linear correlation between the elevation difference and the leading edge. On the Antarctic Plateau and Queen Maud Land, the absolute value is always higher than 0.6 for the Plateau and in very good agreement with the areas studied previously. Note that certain spots suggest a poor correlation, especially within the coasts as the first section described. In Figure 7b–d, we first see the SRC (b), then the estimates for alpha and beta using the linear regression explicited in the Equation (1). In places such as Vostok, Dome C and the Antarctic Plateau, the SRC coefficient is rather high, between 0.6 and the maximum value 1; thus, our model is reliable, and the linearity is not an incorrect hypothesis. However, the closer the observations are to the coasts, the lower the SRC becomes, decreasing to less

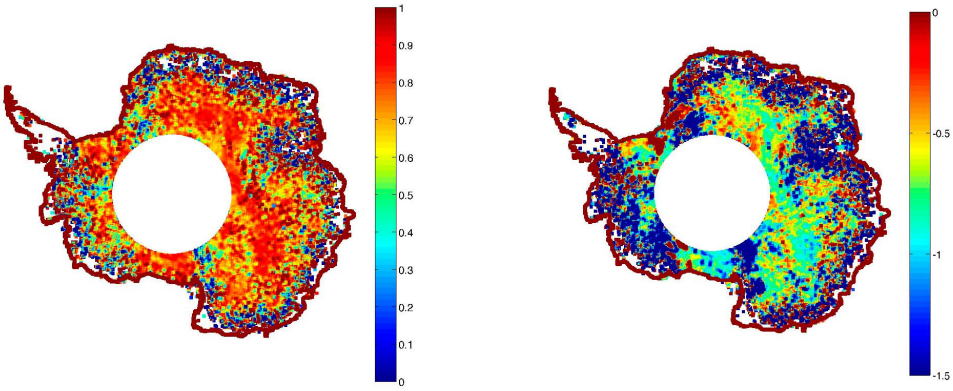
than 0.4. Certain other effects alter the waveform signal and reduce the linearity between the leading edge and the penetration bias. We know that the penetration effect prevails on flat surfaces, whereas the slope effect and variously scaled roughness occur together, thus, making the retracking estimates more difficult. In Figure 7b, the values for alpha always have an amplitude higher than 0.6 in the central part. These values are in good agreement with the estimates made for Vostok and Dome C. Figure 7d shows the plot of the beta estimates, which have a wider range than the alpha values. However, for the Plateau, both parameters seem to be negatively proportional (the ratio between the alpha and beta parameters, figure not shown, is close to the unit over the Antarctica Plateau). This relationship is coherent with the findings of the temporal observations. The alpha and beta values, when separated, cannot explain the entire model. The intercept parameter (beta) is necessary because the leading edge width value cannot physically be zero if there is no difference between both altimeters. Furthermore, the beta parameter can be considered to be the mean value for the penetration depth, and alpha corrects for its variability by fluctuating along with the leading edge width. One way to check the model reliability is to analyze the residuals e(t) from Equation (1). The residuals have to be independent from the leading edge width and fit a Gaussian distribution, as the hypothesis of the model fitting suggests. We verified these factors by generating the scatter plot between the leading edge width and the residuals and confirmed the independence of these parameters. Moreover, the histogram of the residuals fits a Gaussian distribution. The linearity is satisfactory. The correction required to retrieve an accurate height can be considered to be a portion of the leading edge in meters. We study this hypothesis in the Discussion section.

Figure 7. (**a**–**d**) Results about the linear model fitting over the Antarctic ice sheet with a local evolution. First we observe the linear correlation computed with the Pearson coefficient between the leading edge width and the elevation difference between ICESat and ENVISAT (a). On (b) is mapped the SRC index, which quantifies the model reliability. The alpha estimation over the whole Antarctic ice sheet is mapped on (c), it is high over the plateau, about 0.8, 0.9 the beta estimation is high in the plateau and close to the alpha estimation as well (d).



(**a**) (**b**)

Figure 7. *Cont.*



(c) **(d)**

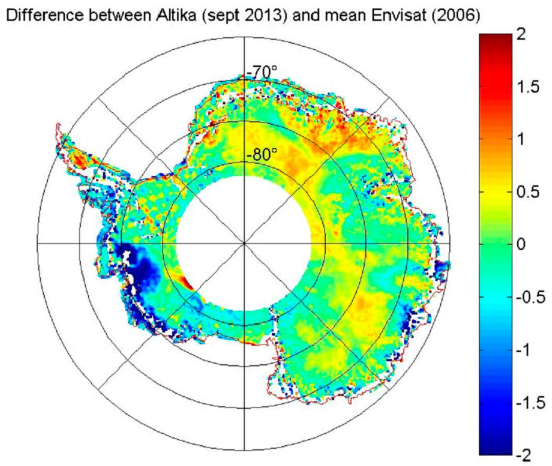
4. SARAL/AltiKa, the First Preliminary Results

SARAL, with AltiKa aboard, is a joint mission between the French Space Agency (CNES) and the Indian Space Agency (ISRO) that was successfully launched in February 2013. It is the follow-up to ERS1, ERS2 and ENVISAT, operating in the same orbit [31]. SARAL has the same altitude and the same 35-day cycle as ENVISAT and its predecessors. The great difference resides in the use of a new frequency in the Ka-band: 35.75 GHz instead of the former 13.6 GHz in the Ku-band. The benefits are large. The footprint is smaller, meaning a smaller slope error and a less intense waveform distortion due to topography. However, the initial results show that SARAL/AltiKa has less reliable measurements over the coasts, and the retracking provides un-exploitable waveforms. Moreover, the Ka bandwidth is 480 MHz instead of 320 MHz; thus, the leading edge will be better sampled. In addition, we benefit from less penetration into the snowpack; theoretical calculations estimate less than one meter of penetration depth instead of 5 to 10 m in the Ku-band [31]. For the first time ever, AltiKa observes the surfaces at nadir in a simultaneously active/passive manner. The main drawback is a poor return signal due to the effects of clouds and rain, but the models predict a low data loss rate [32]. AltiKa provides continuity in the observations, and it has proven essential to understanding the ice sheets' dynamics and evolution, improving the electromagnetic models, and discerning the interaction of microwaves with the snowpack [25].

Figure 8 shows the difference between the mean profile from ENVISAT in 2006 and the along-track profile from SARAL in September 2013, when a maneuver to get SARAL on the same orbit as ENVISAT was performed. When Figures 3a and 8 are compared, we observe similar patterns. In the Dronning Maud Land, the elevation difference is the greatest in absolute value for both figures. Everywhere else, the elevations from SARAL/AltiKa are 0 to 0.5 m, higher than those of ENVISAT. This pattern confirms that the penetration depth in the Ka-band is lower than in the Ku-band [31]. However, because SARAL/AltiKa and ENVISAT have a different frequency, gain pattern, and crossover points in radar altimetry, the polarization of the antenna is a problem [33]. Moreover, they were not exactly in the same orbit for the first six months; thus, more observations need to be made. Note that occasionally the elevation differences are negative, which highlight the mass loss of the Amundsen Sea

glaciers (West Antarctic Ice Sheet) [34]. Indeed, the elevation trend for the mass loss is 2 m per year, which leads to 6 m per year between the first cycle from SARAL and the last one from ENVISAT. Thus, the signal coming from the penetration is completely negligible.

Figure 8. Mean elevation difference between SARAL/AltiKa and ENVISAT in 2006 in meters.



5. Discussion

After having observed a dense data set between both altimeters and having studied the observations with signal processing methods, we can discuss our results.

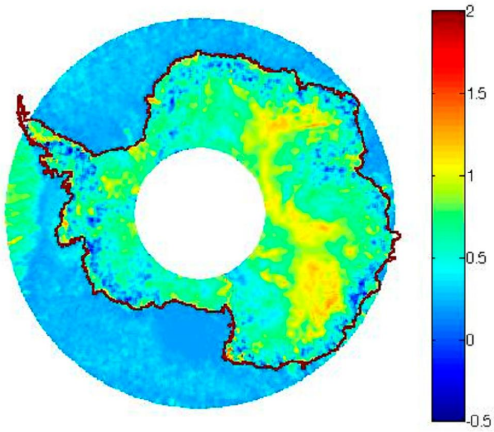
The performed studies are retracker-dependent, as Brenner *et al.* demonstrated [3]. By using an algorithm based on a fitting function, the study showed that the GSFC-4 retracker is more efficient at calculating absolute elevations because it is less sensitive to the volume scattering than a threshold algorithm. It is known that a threshold-retracking algorithm is better suited to calculating elevation changes, but this is not the focus of this paper. In 1996, Davis studied different retracking algorithms, investigating the threshold level tuning for the threshold algorithms [11,35]. In Figure 9a, we plot the difference between two retracking algorithms for the Antarctic ice sheet: Ice-1 retracking uses the Offset Center of Gravity (OCOG) method, and Ice-2 is based on the Brown model. The difference is mainly positive, between 0.25 m to 1.25 m, suggesting that the Ice-2 retracking algorithm is more sensitive to volume scattering. However, the retracking algorithm Ice-1 uses a threshold value that is arbitrary and is not based on a physical model; thus, it can be more sensitive to surface properties [11]. In Figure 9b, the distribution of the elevation difference between the elevations derived from ICESat and the retracking algorithm Ice-1 is plotted for Antarctica, based on the 72nd cycle of ENVISAT. Interestingly, the elevation difference between both altimeters is not close to zero but is on the same magnitude as the difference between ICESat and Ice-2. This suggests that other error sources bias the Ice-1 retracking algorithm, and further investigation is needed. We suggest with this assumption that Ice-1 is less sensitive than Ice-2 to volume scattering, but note that every retracking algorithm has advantages and disadvantages. Furthermore, the Ice-2 retracking algorithm estimates the leading edge

width, whereas the Ice-1 retracking algorithm uses a threshold to deduce the height [16,17]. The focus of this paper is to determine the effect of the penetration on the retrieved height, and the use of the leading edge width is essential for this purpose.

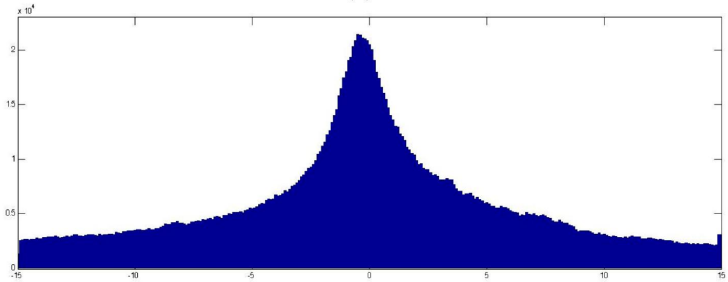
Finally, all of the studies we performed for this paper suggest a linear relationship between the penetration bias and the leading edge width. We confirmed that a simple linear model is suitable in the central East Antarctic Ice Sheet (EAIS). The spatial coherence between alpha and beta is due to the natural correlation between surface roughness, volume scattering, ice grain size or temperature that vary altogether with the altitude, explaining why a lot of parameters are geographically correlated. We calculated the corrected difference elevation in meters and plotted the portion of the leading edge width that we subtracted from the leading edge value estimated by the retracking algorithm in Figure 10. To calculate the percentage of the leading edge needed to retrieve the right surface elevation, it is assumed that the entire correction (right part of Equation (1)) is a portion of the leading edge, not taking into account the measurement errors (if not, the model cannot be simplified). By applying this empirical correction, the difference is approximately 0 m, except along the coasts (not shown because it is obvious). The std of the elevation difference is only 0.32 m instead of 2 m before fitting the linear model.

Former studies suggested a fixed position to compute the retracking algorithm. We estimated the mean value of the penetration bias in the retrieved height for the Ku-band over Antarctica to be approximately 1 m, which is in accordance with the first results from SARAL/AltiKa. This value is an empirical result represented by the beta value. The alpha value represents the fluctuations of the penetration depths that directly affect the lengthening of the leading edge width; we made corrections afterwards by shifting the position according to the location. Indeed, the location is important to understanding how the surface is observed by the altimeter due to the physical conditions. Note that the roughness is thought to have no effect on the altimetric signal. One argument in favor of a low surface roughness effect is that the linear relationship between the leading edge width and the elevation difference between ICEsat and ENVISAT is visible across the whole Antarctica Plateau, whereas the parameters for the surface roughness at the continental scale vary depending on the location. By comparing Figure 10 with the mean elevation difference between SARAL/AltiKa and ENVISAT (Figure 8), we observe that the portion of the leading edge width has higher values when the difference between SARAL/AltiKa is high. This suggests the same geophysical patterns but observed at a different frequency. We can keep up to 60% of the leading edge width and generally approximately 40%, in accordance with the elevation difference between ENVISAT and ICESat. Indeed, if we subtract 40% of the leading edge value, we keep 60% of the retracked value, which means we are close to the right retracking position. If we subtract more, we obtain a lower leading edge value, in accordance with the higher penetration depth. The greater the penetration effect is, the less we have to retrack in the leading edge width to avoid obtain a retrieved elevation below the height surface. Obviously, further studies need to be made to determine whether we can completely discriminate the different effects. One easily assumes that the effects of the slope, the penetration and the roughness are mixed together in the altimetric waveform; thus, the understanding of the retracked parameters is made more complex, especially along the coasts.

Figure 9. (**a**,**b**) Elevation difference in meters between the Ice-1 algorithm and the Ice-2 algorithm for the 72nd cycle from ENVISAT (a), distribution of the elevation difference in meters between ICESat and ENVISAT derived from the Ice-1 retracking algorithm (b).

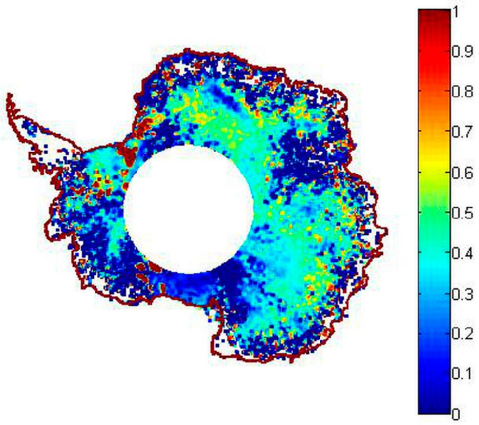


(**a**)



(**b**)

Figure 10. Portion of the leading edge width in hundredth of the leading edge width derived from ENVISAT we have to keep to correct the height retrieval.



6. Conclusions

A six-year data set from ICESat and ENVISAT was processed to better understand a known bias that has been less studied and is still under investigation: the penetration bias on the retrieved height. The comparison between six years of observation from ICESat and ENVISAT was made because a study had already been conducted over a shorter period to assess the accuracy of laser altimetry [3]. This paper presents the longest period of comparison between laser altimetry and radar altimetry in the Ku-band. Similar patterns between the leading edge width and the elevation difference fluctuations are observed, suggesting a direct influence of the penetration effect over the leading edge width, *i.e.*, the deduced height. To confirm this observation, a simple linear model between the leading edge width and the elevation difference between both altimeters was calculated and first performed for flat surfaces before applying it to the entirety of Antarctica, save for the more sloped areas, which are more complex to analyze and do not have a data set as dense as the flatter areas. The empirical penetration depth and its fluctuations of the ENVISAT altimeter were investigated to constrain the penetration bias. It is shown that it has a high variability combined with the mean penetration depth at each location, providing the penetration bias. The variability is approximately 0.6 m, and the mean penetration depth at each location is approximately 1 m. It is important to notice we constrained the penetration bias by observing the empirical penetration depth observed by the altimeters and not the theoretical penetration depth that can be higher but depending on the snowpack characteristics, its influence will not be as large as thought in the altimetric waveform. These observations are supported by the reliability of the model, which was studied with a model sensitivity analysis. Over the areas where the slope is less than 9 m/km and over ice shelves, the leading edge width has a strong influence on the retrieved height. Furthermore, this model is used to correct the penetration bias of the leading edge width, *i.e.*, the retrieved height. Our observations show that the std of the corrected height is lower than before the correction. As the study is retracker-dependent, we focused on the algorithm we used and made an empirical observation of the leading edge tuning by calculating the portion of the leading edge width needed to retrack at the point corresponding to the first echo from the surface. The results are in agreement with previous studies on retracking algorithms; the leading edge needs to be lowered depending on the penetration effect and the lengthening can be as high as 80% in locations where the penetration depth effect is the strongest. Furthermore, the model implies a pure geometrical relation, through the lengthening the leading edge width. The issue previously was that when the elevation series are corrected with the backscatter series, it evolves with time. In this study, we just correct the leading edge geometrically, this relationship is stable with time.

Indeed, it is widely known that all the waveform parameters are influenced by the penetration of the radar wave into the snowpack (the penetration effect), but this study highlights the fact that the leading edge is influenced only by it. The other influences on the other waveform parameters are more difficult to model. Consequently, this study provides an estimate of the penetration bias that can be corrected solely for the leading edge width for the majority of the Plateau just by fitting a least-square model between the elevation difference and the leading edge width. For the coasts, the prevailing bias is not the penetration effect but the slope-induced error, which needs further studies to be ameliorated.

SARAL/AltiKa is the first altimetric mission operating on the Ka-band, which, by comparing with the Ku-band, allows us to better constrain the retracking algorithms inaccuracies and the physics of

both frequencies. SARAL/AltiKa does not operate in the same frequency or even the same period, but it is the only way to compare former satellites on the same orbit. The first preliminary results provide a lower elevation difference between ENVISAT and SARAL/AltiKa, which tends to prove a lower penetration depth than in Ku-band, depth valuing approximately 0.3 m. SARAL/AltiKa is still under investigation, and as long as it is exploited, the studies will provide interesting results. Without any doubt, a comparison between ICESAT-2, due in 2017, and SARAL/AltiKa will be valuable to compare the Ka-band with laser altimetry, possibly to investigate the stability of the model according to the instrumental characteristics.

Acknowledgments

The author was granted CNES/CLS PhD funding. The altimetric data were provided by CTOH/Legos. The author is grateful to the four anonymous reviewers for their very relevant comments and the colleagues that helped with the English.

Author Contributions

Aurélie Michel wrote the article, implemented the methodology and the signal processing methods and made the data processing and analyzed them. Thomas Flament acquired the initial data and generated the crossover points. Frédérique Rémy did the article editing and helped with the analysis.

Conflicts of Interest

The authors declare no conflict of interest.

References

1. Féménias, P.; Rémy, F.; Raizonville, P.; Minster, J.F. Analysis of satellite altimeter height measurements above ice sheets. *J. Glaciol.* **1993**, *133*, 591–600.
2. Rémy, F.; Parouty, S. Antarctic ice sheet and radar altimetry: A review. *Remote Sens.* **2009**, *1*, 1212–1239.
3. Brenner, A.C.; DiMarzio, J.R.; Zwally, H.J. Precision and accuracy of satellite radar and laser altimeter data over the continental ice sheets. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **2007**, *45*, 321–331.
4. Cazenave, A.; Rémy, F. Sea level and climate: Measurements and causes of changes. *Wiley Interdiscip. Rev. Clim. Chang.* **2011**, *2*, 647–662.
5. Shepherd, A.; Ivins, E.R.; Geruo, A.; Barletta, V.R.; Bentley, M.J.; Bettadpur, S.; Briggs, K.H.; Bromwich, D.H.; Forsberg, R.; Galin, N.; *et al.* A reconciled estimate of ice-sheet mass balance. *Science* **2012**, *338*, 1183–1189.
6. Hayne, G.S. Radar altimeter mean return waveforms from near-normal-incidence ocean surface scattering. *IEEE Trans. Antennas Propag.* **1980**, *AP-28*, 687–692.
7. Arthern, R.J.; Wingham, D.J.; Ridout, A.L. Controls on ERS altimeter measurements over ice sheets: Footprint-scale topography, backscatter fluctuations, and the dependence of microwave penetration depth on satellite orientation. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2001**, *106*, 33471–33484.

8. Ridley, J.K.; Partington, K.C. A model of satellite radar altimeter return from ice sheets. *Int. J. Remote Sens.* **1988**, *9*, 601–624.
9. Legrésy, R.; Rémy, F. Using the temporal variability of satellite radar altimetric observations to map surface properties of the Antarctic ice sheet. *Int. J. Glaciol.* **1998**, *44*, 197–206.
10. Davis, H.C.; Poznyak, V.I. The depth of penetration in Antarctic firn at 10 Ghz. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **1993**, *31*, 1107–1111.
11. Davis, H.C. A robust threshold retracking algorithm for measuring ice-sheet surface elevation change from satellite radar altimeters. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **1993**, *35*, 974–979.
12. Rémy, F.; Flament, T.; Blarel, F.; Benveniste, J. Radar altimetry measurements over Antarctic ice sheet: A focus on antenna polarization and change in backscatter problems. *Adv. Space Res.* **2012**, *50*, 998–1006.
13. Brown, G.S. The average impulse response of a rough surface and its applications. *IEEE Trans. Antennas Propag.* **1977**, *25*, 67–74.
14. Laxon, S. Sea ice altimeter processing scheme at the EODC. *Int. J.* **1994**, *15*, 915–924.
15. Wingham, D.J.; Rapley, C.G.; Griffiths, H. New techniques in satellite altimeter tracking systems. In Proceedings of IGARSS'86 Symposium, Zürich, Switzerland, 8–11 September 1986; ESA Publications: Noordwijk, The Netherlands, 1986.
16. Bamber, J.L. Ice sheet altimeter processing scheme. *Int. J. Remote Sens.* **1994**, *15*, 925–938.
17. Legrésy, B.; Papa F.; Rémy, F.; Vinay, G.; van den Bosch, M.; Zanife, O.Z. ENVISAT radar altimeter measurements over continental surfaces and ice caps using the ICE-2 retracking algorithm. *Remote Sens. Environ.* **2005**, *95*, 150–163.
18. Legrésy, B.; Rémy, F. Surface characteristics of the Antarctic ice sheet and altimetric observations. *J. Glaciol.* **1997**, *43*, 265–275.
19. Zwally, J.H.; Giovinetto, M.B.; Li, J.; Cornejo, H.G.; Beckley, M.A.; Brenner, A.C.; Saba, J.L.; Yi, D.H. Mass changes of the Greenland and Antarctic ice sheets and shelves and contributions to sea-level rise: 1992–2002. *J. Glaciol.* **2005**, *51*, 509–527.
20. Brenner, A.C.; Bindschadler, R.A.; Thomas, R.H.; Zwally, H.J. Slope-induced errors in radar altimetry over continental ice sheets. *J. Geophys. Res. Ocean. Atmos.* **1983**, *88*, 1617–1623.
21. Hurkmans, R.T.W.L.; Bamber, J.L.; Griggs, J.A. Brief communication: Importance of slope-induced error correction in elevation change estimates from radar altimetry. *Cryosphere* **2012**, *6*, 447–451.
22. Rémy, F.; Legrésy, B.; Bleuzen, S.; Vincent, P.; Minster, J.F. Dual-frequency TOPEX altimeter observation above Greenland. *J. Electromagn. Waves Appl.* **1996**, *10*, 1505–1523.
23. Rémy, F.; Flament, T.; Michel, A.; Verron, J. Ice sheet survey over Antarctica with satellite altimetry: ERS1/2, Envisat, Saral/AltiKa, the key importance of continuous observations along the same repeat orbit. *Int. J. Remote Sens.* **2014**, *35*, 5497–5512.
24. Borsa, A.A.; Moholdt, G.; Fricker, H.A.; Brunt, K.M. A range correction for ICESat and its potential impact on ice-sheet mass balance studies. *Cryosphere* **2014**, *8*, 345–357
25. Hofton, M.A.; Luthke, S.B.; Blair, J.B. Estimation of ICESat intercampaign elevation biases from comparison of lidar data in East Antarctica. *Geophys. Res. Lett.* **2013**, *40*, 5698–5703.
26. Jacques, J.; Lavergne, C.; Devictor, N. Sensitivity analysis in presence of model uncertainty and correlated inputs. *Reliab. Eng. Syst. Saf.* **2006**, *91*, 1126–1134.

27. Lacroix, P.; Dechambre, M.; Legrésy, B.; Blarel, F.; Rémy, F. On the use of the dual-frequency Envisat altimeter to determine snowpack properties of the Antarctic ice sheet. *Remote Sens. Environ.* **2007**, *112*, 1712–1729.
28. Champollion, N.; Picard, G.; Arnaud, L.; Lefebvre, E.; Fily, M. Hoar crystal development and disappearance at Dome C, Antarctica. *Cryosphere* **2013**, *7*, 1247–1262.
29. Picard, G.; Royer, A.; Arnaud, L.; Fily, M. Influence of meter-scaled wind-formed features on the variability of the microwave brightness temperature around Dome C in Antarctica. *Cryosphere* **2013**, *7*, 3675–3716.
30. Macelonni, G.; Brogioni, M.; Pampaloni, P.; Cagnati, A. Multifrequency microwave emission from the Dome C area on the East Antarctic Plateau temporal and spatial variability. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **2007**, *45*, 2029–2039.
31. Vincent, P.; Steunou, N.; Caubet, E.; Phalippou, L.; Rey, L.; Thouvenot, E.; Verron, J. AltiKa: A Ka-band altimetry payload and system for operational altimetry during the GMES period. *Sensors* **2006**, *6*, 208–234.
32. Tournadre, J.; Lambin-Artru, J.; Steunou, N. Cloud and rain effects on AltiKa/SARAL Ka-band radar Altimeter—Part I: Modeling and mean annual data availability. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **2009**, *47*, 1806–1817.
33. Rémy, F.; Legrésy, B.; Benveniste, J. On the azimuthally anisotropy effects of polarization for altimetric measurements. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **2006**, *44*, 3289–3296.
34. Flament, T.; Rémy, F. Dynamic thinning of Antarctic glaciers from along-track repeat radar altimetry. *J. Glaciol.* **2012**, *58*, 830–840.
35. Davis, C.H. A comparison of ice-sheet satellite altimeter retracking algorithms. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **1997**, *34*, 229–236.

© 2014 by the authors; licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution license (http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

Annexe D

Evénements instrumentaux survenus lors des 24 premiers cycles de SARAL/AltiKa

Cycle	Date	Evénement	Paramètres impactés
1	14/03/2013-20/03/2013	Mode d'acquisition MEDIAN	Front de montée (probablement la hauteur mais pas au premier ordre)
1	21/03/2013-27/03/2013	Mode d'acquisition EDP	Front de montée (probablement la hauteur mais pas au premier ordre)
1	23/03/2013	Manœuvre sur le semi-axe	Aucun selon le suivi par jour
1	27/03/2013	Calibration : perte de données sur 39 minutes	Tous sauf la hauteur au premier ordre
1	28/03/2013-03/04/2013	Mode d'acquisition EDP	Front de montée (probablement la hauteur mais pas au premier ordre)
1	4/04/2013-10/04/2013	Mode d'acquisition MNT	Front de montée (probablement la hauteur mais pas au premier ordre)
1	11/04/2013-17/04/2013	Mode d'acquisition EDP	Front de montée (probablement la hauteur mais pas au premier ordre)
1	13/04/2013	manoeuvre	Aucun selon le suivi par jour
2	18/04/2013-22/05/2013	Mode d'acquisition MEDIAN	Front de montée (probablement la hauteur mais pas au premier ordre)
2	22/04/2013	Manœuvre cross calibration	Tous
2	25/04/2013	Pitch maoeuver	Aucun selon le suivi par jour
2	30/04/2013	Manœuvre cross calibration	Tous
2	15/05/2013	Station keeping manoeuver	Aucun selon le suivi par jour
3	6/06/2013-19/06/2013	Mode d'acquisition EDP	Aucun selon le suivi par jour
3	7/06/2013	Station keeping manoeuver	Aucun selon le suivi par jour
3	20/06/2013-31/07/2013	Mode d'acquisition MEDIAN	Aucun selon le suivi par jour

3	20/06/2013-23/06/2013	Données manquantes : problème de traitement à la station X	Tous
4	14/07/2013	Station keeping manoeuver	Aucun selon le suivi par jour
4	29/07/2013	Maoeuvre d'inclinaison	Aucun selon le suivi par jour
4	29/07/2013-30/07/2013	Données manquantes	Tous
4	31/07/2013	Station keeping manoeuver	Aucun selon le suivi par jour
5	18/08/2013-19/08/2013	Problème de communication	Aucun selon le suivi par jour
5	26/08/2013	Station keeping manoeuver	Aucun selon le suivi par jour
5	31/08/2013-01/09/2013	Problème de liaison entre stations	Aucun selon le suivi par jour
6	3/10/2013	Manœuvre inclinaison pour atteindre l'orbite d'ENVISAT	Aucun selon le suivi par jour
6	7/10/2013	Manœuvre inclinaison pour atteindre l'orbite d'ENVISAT	Aucun selon le suivi par jour
6	8/10/2013	Données manquantes	Tous
6	9/10/2013	Station keeping manoeuver	Aucun selon le suivi par jour
7	13/10/2013	Données manquantes	Aucun selon le suivi par jour
7	28/10/2013	Station keeping maneuver	Aucun selon le suivi par jour
7	31/10/2013	Données manquantes	Aucun selon le suivi par jour
7	4/11/2013	Données manquantes	Aucun selon le suivi par jour
7	7/11/2013	Station keeping manoeuver	Aucun selon le suivi par jour
8	25/11/2013	Station keeping manoeuver	Aucun selon le suivi par jour
8	12/12/2013	Station keeping manoeuver	Aucun selon le suivi par jour
9	23/12/2013-31/12/2013	Problème à la station Inuvik	Aucun selon le suivi par jour

9	27/12/2013	Station keeping manoeuver	Aucun selon le suivi par jour
9	21/01/2014-22/01/2014	Problème à une station	Aucun selon le suivi par jour
10	28/01/2014	Station keeping manoeuver	Aucun selon le suivi par jour
10	6/02/2014-21/02/2014	Divers soucis de données manquantes	Aucun selon le suivi par jour
11	03/03/2014	Station keeping manoeuver	Aucun selon le suivi par jour
11	11/03/2014-22/03/2014	Divers soucis de traitement	Aucun selon le suivi par jour
11	26/03/2014	Station keeping manoeuver	Aucun selon le suivi par jour
12	18/04/2014	Station keeping manoeuver	Aucun selon le suivi par jour
13	19/05/2014	Station keeping manoeuver	Aucun selon le suivi par jour
13	19/05/2014	Problème de pointage du satellite	Aucun selon le suivi par jour
14	26/06/2014	Problème à la station Inuvik	Aucun selon le suivi par jour
14	09/07/2014	Station keeping manoeuver	Aucun selon le suivi par jour
15	13/08/2014	Station keeping manoeuver	Aucun selon le suivi par jour
16	12/09/2014	Station keeping manoeuver	Aucun selon le suivi par jour
16	04/09,06/09,14/09/2014	Problème de dépointage	Tous même si ne se perçoit pas sur la hauteur et la rétrodiffusion
17	30/09/2014-05/10/2014	Problème de dépointage	Tous même si ne se perçoit pas sur la hauteur et la rétrodiffusion
17	06/10/2014	Station keeping manoeuver	Aucun selon le suivi par jour
17	6/10/2014-9/10/2014	Safe hold mode	Tous
17	10/10/2014	Station keeping manoeuver	Aucun selon le suivi par jour
17	16/10/2014	Station keeping manoeuver	Aucun selon le suivi par jour

18	4/11/2014	Station keeping manoeuver	Aucun selon le suivi par jour
18	21/11/2014	Station keeping manoeuver	Aucun selon le suivi par jour
18	26/11/2014	Problème station Inuvik	Aucun selon le suivi par jour
19	10/12/2014	Station keeping manoeuver	Aucun selon le suivi par jour
19	26/12/2014	Station keeping manoeuver	Aucun selon le suivi par jour
20	12/01/2015	Problème de dépointage	Front de montée, pente du flanc et probablement la hauteur et la rétrodiffusion mais ne se perçoit pas au premier ordre
20	17/01/2015-18/01/2015	Problème de dépointage	Front de montée, pente du flanc et probablement la hauteur et la rétrodiffusion mais ne se perçoit pas au premier ordre
20	21/01/2015	Problème station Inuvik	Aucun selon le suivi par jour
20	22/01/2015	Station keeping manoeuver	Aucun selon le suivi par jour
20	23/01/2015	Problème station	Aucun selon le suivi par jour
20	03/02/2015	Problème station	Aucun selon le suivi par jour
20	07/02/2013	Problème station Kiruna	Aucun selon le suivi par jour
21	21/02/2015	Station keeping manoeuver	Aucun selon le suivi par jour
22	31/03/2015	Station keeping manoeuver	Aucun selon le suivi par jour
22	07/04/2015	Données manquantes	Aucun selon le suivi par jour
22	09/04/2015	Station keeping manoeuver	Aucun selon le suivi par jour
22	15/04/2015	Problème station Inuvik	Aucun selon le suivi par jour
23	1/05/2015	Station keeping manoeuver	Aucun selon le suivi par jour

23	26/05/2015	Station keeping manoeuver	Aucun selon le suivi par jour
24	14/06/2015	Problème station Inuvik	Non connu
24	16/06/2015	Station keeping manoeuver	Non connu

Annexe E

Frédérique Rémy, Thomas Flament, Aurélie Michel, and Denis Blumstein : Envisat and SARAL/AltiKa Observations of the Antarctic Ice Sheet : A Comparison Between the Ku-band and Ka-band. Marine Geodesy Vol. 38 , Iss. Sup1,2015.

Marine Geodesy, 38(S1):510–521, 2015
Copyright © Taylor & Francis Group, LLC
ISSN: 0149-0419 print / 1521-060X online
DOI: 10.1080/01490419.2014.985347

Downloaded by [Universite Paul Sabatier] at 03:51 15 October 2015

Envisat and SARAL/AltiKa Observations of the Antarctic Ice Sheet: A Comparison Between the Ku-band and Ka-band

FRÉDÉRIQUE RÉMY,[1] THOMAS FLAMENT,[1]
AURÉLIE MICHEL,[1,2] AND DENIS BLUMSTEIN[1,3]

[1]Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiale (LEGOS), Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), Toulouse, France
[2]Collecte Localisation Satellites (CLS), Saint-Agne, France
[3]Centre National d'Etudes Spatiales (CNES), Toulouse, France

The AltiKa altimeter onboard SARAL is a joint CNES/ISRO mission launched in February 2013 that has the same 35 days repeat orbit of the previous European altimeters, Envisat, and ERS-1/2. SARAL/AltiKa is thus a unique opportunity to extend the repeat observations of this orbit that have been surveyed since 1991. However, the altimeter operates in Ka-band, which is higher than the previous frequencies, and offers new paths of investigation. The penetration depth is theoretically reduced from around 10 m in Ku-band to less than 1 m in Ka-band, such that the volume echo originates from the near subsurface. Second, the sharper antenna aperture leads to a narrower leading edge that reduces the impact of the ratio between surface and volume echoes of the height retrieval. Indeed, the spatial and temporal observations of AltiKa at cross-over points and along-track indicate that the impact of backscatter changes on the height decreasesfrom 0.3 m/dB for the Ku-band to only 0.05 m/dB for the Ka-band. Therefore, the height measurement is stable over time. Moreover, the volume echo in the Ka-band results from the near subsurface layer and is mostly controlled by ice grain size, unlike the Ku-band.

Keywords Satellite Altimetry, ice sheet, Antarctica

Introduction

Ice sheet surveying by radar altimetry is a powerful tool for ice sheet mass balance estimations. Since 1991, ERS-1/2 and, subsequently, Envisat were launched into the same orbit with a repeat cycle of 35 days. This provides a few decades of repeated observations that allow us to process temporal trends with precision and a very dense sampling. Along-track processing provides a 20-times denser sampling than the classical cross-over technique. However, the orbit is not exactly repetitive and, combined with the across-track slope, produces a geographical error. The cross-over analysis overcomes this problem. Thus, along-track processing requires more repeat cycles than the cross-over analysis to reach a required precision of the height trend estimation (Remy et al. 2014).

Received 10 July 2014; accepted 3 November 2014.
Address correspondence to Frédérique Rémy, Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiale (LEGOS), Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), 14 av. E. Belin, 31400, Tolouse, France. E-mail:remy.omp@free.fr

Downloaded by [Universite Paul Sabatier] at 03:51 15 October 2015

Another error is due to the penetration of the radar wave within the dry and cold snowpack. This induces one of the major limitations of ice sheet surveying. The surface, as observed by radar altimetry, is below the real surface; additionally, due to the change in the snowpack characteristics with time and thus to the ratio between surface and volume echoes, the depth of the retrieved surface varies with time. One cannot exclude that the height trends are biased. The error is reduced either with the help of the backscatter series (Zwally and Li 2002; Zwally et al. 2005) or with the help of temporal changes of all the waveform shapes (Flament and Remy 2012). For instance, without any correction, the mean difference in trends at cross-over points is 0.11 m/yr, while the difference decreases to 0.03 m/yr by correcting the height fluctuations with the backscatter fluctuations (Remy et al. 2012). Due to these two errors, a minimum of 50 repeat cycles (Remy et al. 2014) is needed to obtain precision; this is largely accomplished by the duration of the Envisat mission. Additionally, thanks to the 85 repeat cycles of Envisat from November 2002 to November 2010, the along-track processing also provides the across-track slope information at the 1-km scale with a good precision. Thus, measurements from other satellite missions on the same orbit can be corrected for this geographical error.

Altimetry observations also provide information on snowpack characteristics. We use ice-2 retracking (Legresy et al. 2005), which provides the backscatter and two parameters describing the waveform shape, namely, the leading edge width and the trailing edge slope. These three parameters are linked to both the surface echo, which is modulated by surface roughness and snow density, and the volume echo, which is modulated by ice grain size and snowpack stratification (Zwally and Li 2002; Remy and Parouty 2009). The characterization of the space and time variability is a tool to better understand the meteorological and climatic properties in Antarctica.

In this context, the February 2013 launch of AltiKa on SARAL, a joint CNES-ISRO mission, on the same 35 days repeat orbit provides a new promising tool to extend the temporal series and to better understand the physics of measurements. SARAL/AltiKa operates in the Ka-band (37 GHz) instead of the classical Ku-band (13.6 GHz) (Verron et al. 2015). This leads to a different perception of the surface as the frequency ratio between both bands is 2.7. Moreover, the half antenna aperture is narrower for the Ka-band (0.305°) than for the Ku-band (0.65°) such that the waveform shape is sharper (see Figure 1). In theory, the dielectric losses due to ice grain scattering (Fung and Eom 1982; Matzler 1987) are greater in the new band than in the Ku-band, so the penetration is largely reduced. However, volume scattering should be greater for this new band. The aim of this paper is to empirically look for presence of volume echo, investigate its impact on height retrieval and propose a first guess of the penetration depth in Ka-band. Additionally, this study is the first attempt to characterize the space and time variability for the Ka-band and the relationship with geophysical parameters.

Because only one frequency is available on AltiKa, the presence of a volume echo can be identified by two different effects (Remy et al. 2012):

- Both surface and volume echoes change with time such that the waveform and the elevation are affected. The impact on the height of the temporal snowpack variability is estimated by the change in the backscatter. In the case of a pure (or dominant) surface echo, temporal changes in the snowpack have no impact on the height. The larger the contribution of the volume echo to the total echo, the larger the impact on the height.

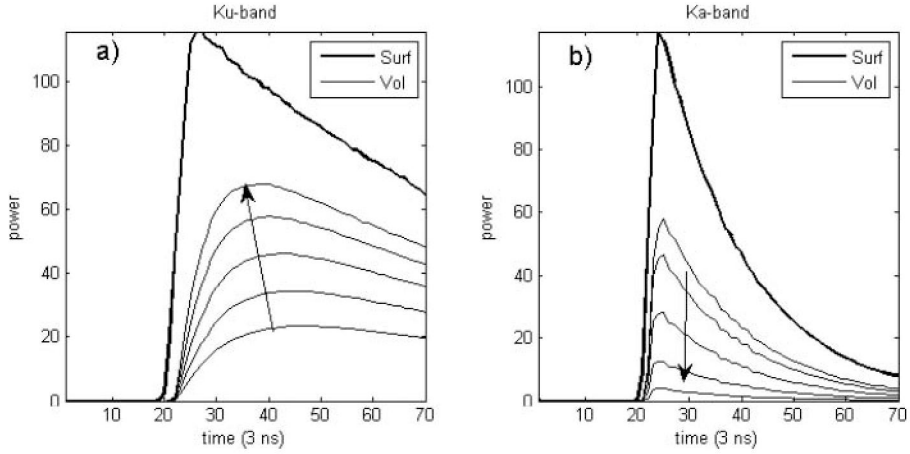


Figure 1. Waveform shapes for the surface echo (in bold) and volume echo of the Ku-band (a) and Ka-band (b). The arrow direction indicates the effect of increasing the ice grain size from 0.5 to 1 mm. The ratio of the surface and volume echoes is not scaled.

- The volume echo affects the elevation and backscatter differences at cross-over points. The impact depends on the angle between the antenna polarization direction and the prevailing roughness direction. This difference is due to the volume echo, the anisotropic characters of the surface and the angle between the descending and ascending tracks (Remy et al. 2012; Arthern et al. 2001; Armitage et al. 2014).This effect is usually assumed to be stationary, but obviously the volume echo may vary with time. This could be a limitation when estimating the volume balance. Note that the absence of this effect at some cross-overs does not imply the absence of a volume echo. Instead, this observation may be due to the absence ofsurface anisotropy or to a particular orbit configuration.

With the help of two frequencies, for instance, using a dual-frequency altimeter (such as Ku- and S-band sensors onboard Envisat) or different altimeters in the same orbit (e.g., Envisat and AltiKa), a direct comparison between height and backscatter differences may permit the detection of the volume echo and estimation of the impact on height retrieval. However, the antenna aperture depends on the radar frequency; thus, it also induces an artificial bias depending on the surface slope.

The direct comparisons among both bands, the cross-over difference analysis, and the temporal variability are used in this paper to characterize the importance of volume echo in the Ka-band observations and its impact on the height retrieval.

Theoretical Dependence of Altimetric Observations on the Radar Band

Over dry and cold ice sheet surfaces, the backscatter is the sum of both surface and volume components, both frequency dependant, which are related to the snow surface and snowpack characteristics. The physics involved in these components have been previously detailed for the Antarctic ice sheet by Lacroix et al. (2008). To illustrate the band impact of the waveform, we simulate surface and volume echoes over a flat surface

Downloaded by [Universite Paul Sabatier] at 03:51 15 October 2015

(see Figure 1) for typical geophysical parameters of Antarctica. The volume and surface echoes are not scaled because we only discuss of the echoes shape.

It has been demonstrated that the surface scattering coefficient on a rough surface can be expressed (Fung and Eom 1982; Matzler 1987) by:

$$\sigma_{surf} = R^2 \ / \ 2S^2 \tag{1}$$

where R^2; is the Fresnel coefficient at the air-snow interface and S is the root mean square (RMS) of the roughness slope. The R coefficient only depends on the dielectric constant ε, which only depends on snow density ρ. ε varies from 1.57 for a snow density of 0.35 g/cm^3 to 1.79 for a snow density of 0.4 g/cm^3 (Frezzotti et al. 2005); therefore, R^2; varies from 1.2 10^{-2} to 2.1 10^{-2}, respectively. Unfortunately, the scale at which the surface roughness plays a role may depend on the radar wavelength, preventing us to extract easily the effect of roughness from echoes at different wavelength. For an oceanic surface, the Ka-band backscatter is 2.5 dB less than that of the Ku-band, suggesting a different perception of the surface roughness in the Ka-band.

The volume component is controlled by the scattering coefficient k_s, given by:

$$k_s = 2\rho \ r^3(2\pi/\lambda)^4[(\varepsilon-1)/(\varepsilon+2)]^2 \tag{2}$$

where r is the ice grain size and λ is the radar wavelength, namely, 2.2 cm for the Ku-band and 0.84 cm for the Ka-band. The dependence of k_s on the radar wavelength is very high, up to a factor of 50 between Ku and Ka. For an ice grain size increasing from 0.5 to 1 mm, the Ku-band scattering increases from 0.02 to 0.16 m^{-1}, while it increases from 0.9 to 7 m^{-1} for the Ka-band.

The volume echo can also be due to reflection by internal layering. In this case, it depends on the vertical dielectric fluctuations within the medium, and it is not frequency dependent. For an internal density variation of approximately 0.05 g/cm^3 per 5 cm, as is observed in Dronning Maud Land (Rott et al. 1993), this contribution represents only a fraction of the surface echo. It can play a role, however, if the penetration depth is large enough.

The total power loss is the sum of the loss by scattering (Eq. (2)) and loss by absorption k_{ab} where

$$k_{ab} = (2\pi/\lambda)\varepsilon''/\sqrt{\varepsilon'} \tag{3}$$

ε'' is the imaginary part of the dielectric constant given by (Matzler 1998):

$$\varepsilon'' = A(T)\lambda + B(T)/\lambda \tag{4}$$

A(T) and B(T) only slightly depend on snow temperature. k_{ab} varies from 0.07 to 0.12 m^{-1} as the snow temperature increases from $-50°$ C to $-20°$ C in the Ku-band and from 0.5 to 0.8 m^{-1}in the Ka-band. In the Ku-band, losses by ice grain scattering and the absorption are of the same order of magnitude. This leads to a total extinction between 0.1 and 0.2 m^{-1} and a mean penetration between 5 and 10 m. These results are consistent with empirical studies that found a mean extinction over central part of Antarctica (Legresy and Remy 1998; Remy et al. 2012). These equations imply that loss by ice grain scattering dominates loss by absorption in the Ka-band and that the

Downloaded by [Universite Paul Sabatier] at 03:51 15 October 2015

extinction for the Ka-band is between 1.5 and 9 m^{-1}, leading to a theoretical penetration of less than 0.70 m and an average of approximately 0.20 m. This is also consistent with airborne altimeter measurements in Ka-band over Greenland, which estimates the extinction coefficient to 4 m^{-1}, or a penetration depth of 0.25 m (Adams and Brown 1998).

For the Ku-band, the total volume echo increases with volume scattering by ice grains less than 1 mm. The peak power of volume echo is reached earlier with coarser grains because the penetration depth decreases. For larger ice grain sizes, the effect of the extinction dominates and the total volume echo decreases. In contrast, for the Ka-band, even for small ice grains, the volume echo decreases with ice grain size because the loss by scattering compensates the gain from stronger scattering. Figure 1 shows the evolution of the volume echo for ice grains between 0.5 and 1 mm.

The surface roughness spectrum in Antarctica is difficult to measure. Moreover, the characteristics of roughness exhibit large variations in both space and time. Roughness depends on wind intensity and direction and can be affected by the formation of depth hoar or snow precipitation (Champollion et al. 2013). The effect of roughness on the echo and the dependence of this effect on the radar band are thus difficult to anticipate. The same is true with the volume component. Electromagnetic models are limited by the lack of knowledge of boundary conditions. Ice density, ice grain size, and other snowpack characteristics are only estimated near stations or along some traverses between the coast and stations on the plateau.

However, these equations suggest that the volume echo is a few times greater for the Ka-band than for Ku-band, while the penetration depth, or the inverse of the loss by scattering and absorption, is most likely a few times to tens of times smaller for the Ka-band than for the Ku-band. The equations also suggest that internal layering does not play a role in the Ka-band regarding volume scattering because the penetration depth is not enough.

Note that the Envisat altimeter also provides information of the S-band (3.2 GHz). This lower frequency band is used over oceanic surfaces to correct for ionospheric effects. However, over ice caps, this band can be used for identifying the volume effect. The frequency ratio between the Ku- and S-bands is 4.2, so the loss by scattering is few hundred times greater for the Ku-band than for the S-band; however, the losses by absorption are of the same magnitude, approximately 0.05 to 0.1 m^{-1} depending on the snow parameters. For the S-band, the snowpack is thus quite transparent and internal layering plays a major role.

Spatial Characteristics of the Ka-band versus the Ku-band

The mean topography and backscatter for the Envisat period (Figures 2a and 2b) are estimated from along-track observations of the 85 repeat cycles available from 2002 to 2010. The Ku-band backscatter, averaged over the observation period, varies from 0 to 15 dB. Near the coast, katabatic winds are intense such that the surface is rough and the backscatter is weak (Remy and Parouty 2009). The backscatter increases with altitude and distance from the coast because the katabatic winds and surface roughness decrease. In Droning Maud Land (DML) and in the western part of the West Antarctica ice sheet (WAIS), the backscatter is high because the surface is very smooth as a result of the snow accumulation anomaly due to an important snow drift (Legresy et al. 2005).

For comparison with the Ka-band, we choose cycle 83 of Envisat (October 2009) and cycle 7 of AltiKa (mid-October 2013). We choose this cycle because since this

Downloaded by [Universite Paul Sabatier] at 03:51 15 October 2015

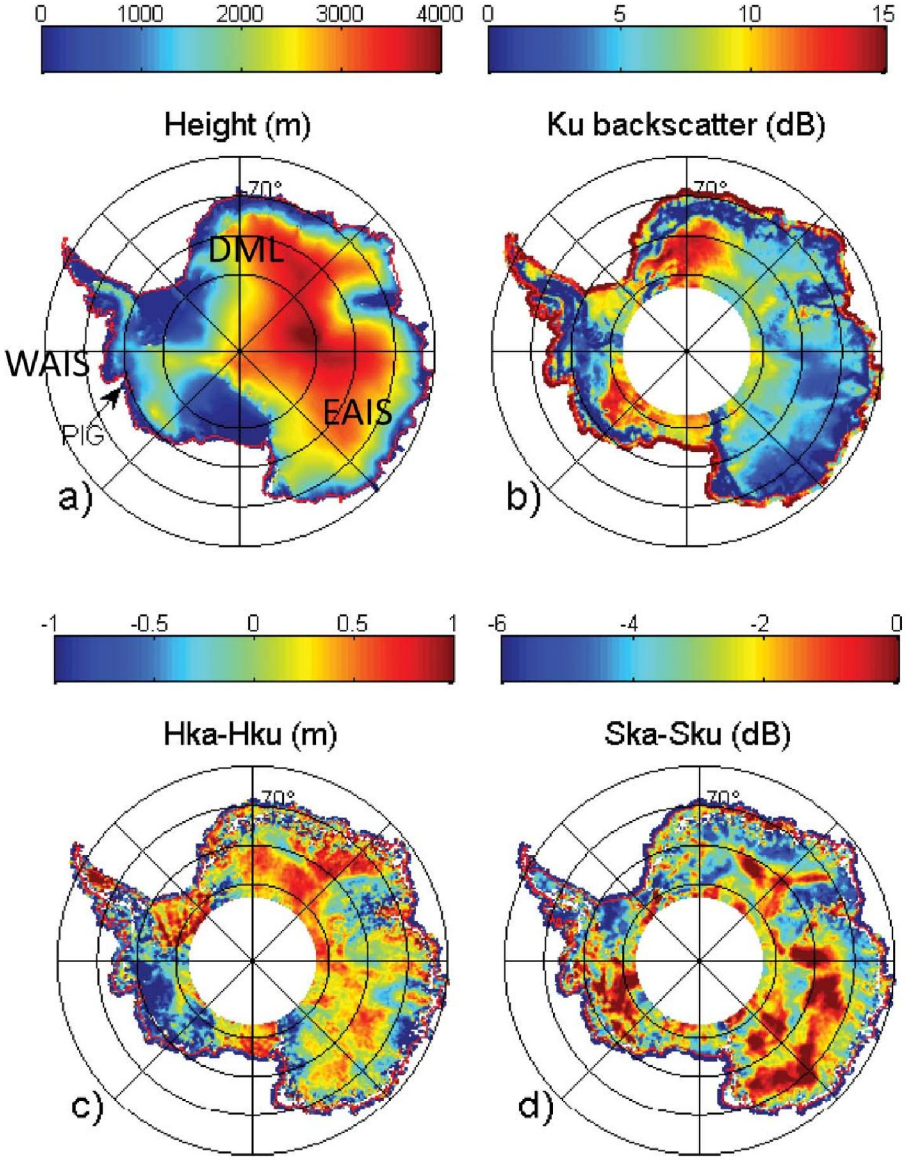


Figure 2. Topography (a) and backscatter (b) of the Antarctic ice sheet as measured with Envisat in the Ku-band. The names of some places referenced in the text are shown (Pine Island Glacier (PIG), Dronning Maud Land (DML), and East and West Antarctica ice sheet (EAIS, WAIS)). Height (c) and backscatter (d) differences between the Ka-band as measured by AltiKa/SARAL and the Ku-band as measured by Envisat for the same season.

cycle SARAL exactly follows the track with an across-track distance of less than 300 m, while during the six first cycles of its lifetime, AltiKa was flying at only a few kilometers of the historical 35 days repeat track. However, due to the geographical error, we need to apply a correction to the height that depends on the distance between both tracks and on the mean across-track slope around the nominal Envisat orbit, which was previously estimated. The cycle 7 distance to the nominal Envisat track is 300 m,

Downloaded by [Universite Paul Sabatier] at 03:51 15 October 2015

and the mean across-track slope is 4.8 m/km. Without this correction, the standard deviation (std) difference between the Ka- and Ku-band heights is 1.52 m, while it decreases to 1.05 m with the correction; the gain is 1.17 m or up to 80% of the initial error. Additionally, due to the surface slope, a correction is applied to the backscatter depending on each antenna pattern gain. The data are averaged at a 1-km scale on the Envisat nominal orbit.

To the first order, the general patterns of height and backscatter for the Ka- and Ku-band (which was already the case for the Envisat S-band) are similar (see Figures 2a and 2b). However, the difference between both parameters (Ka minus Ku observations) exhibits a clear geographical pattern (respectively, Figures 2c and 2d). The difference in height varies from 1 m to −2 m, with a std of 0.9 m, while the difference in backscatter varies from 0 to −6 dB. The mean difference is 2.7 dB, which is relatively close to the oceanic value. Note that the volume impact on height is retracking dependent. The difference in height estimated with the ice-1 algorithm yields to about the same results, with a slightly lower average.

Two different signals of the height difference are observed. In East Antarctica (EAIS), the Ka-band detects the surface a few tens of centimeters above the Ku-band. The difference reaches 50–60 cm for high altitude and decreases toward 0 near the coast. Note that we remove observations where the surface slope is greater than the Ka-band's half antenna aperture (namely, 0.305° or 5 m/km) because the impact point is outside the antenna gain pattern and the waveform is too distorted. This result agrees with previous Ku-band penetration errors, done by comparing Envisat and Icesat elevations. Elsewhere, particularly in the WAIS, we mostly observe the loss of volume of the Pine Island and Thwaites outlet glaciers during the period. The losses may reach a few meters per year, and even at 200 km from the coast, the values reach 1.5 m/yr during the Envisat period and 2 m/yr between October 2010 and 2013 (Flament and Remy 2012; see Verron et al. 2015, Figure 9). Thus, for a three-year period, this volume loss is dominant over the penetration. The same is partially true for the eastern region at low altitudes, even if we cannot exclude the effect due to the antenna gain pattern.

The dynamic of both backscatters is about 15 dB and, at the first order, patterns are similar. However, a clear geographical signal in the difference is observed (Figure 2d). Note that the similar patterns cannot be used for discriminating the different types of echoes due to the geographical correlation between all geophysical parameters. Indeed, from coast to dome, the elevation increases while the snow accumulation, temperature, internal stratification, surface roughness, and surface slope decrease. Over oceanic surfaces, the histograms of the Ka-band and Ku-band backscatter show a systematic bias of approximately 2.5 dB and only a small difference in the shape of the distribution. In contrast, for Antarctica, a higher frequency corresponds to a sharper distribution (see Figure 3a). The median values for the S-, Ku-, and Ka-bands are 8.9, 7.6, and 4.6 dB, respectively, while the std values are 3.9, 3.1, and 2.9 dB, respectively. Moreover, the backscatter distribution is clearly bimodal for the S-band and slightly bimodal for the Ku-band. In contrast, the Ka-band distribution is nearly more peaked. Analysis of the waveforms suggests that the trailing edge slope and the leading edge width of the waveform decrease with backscatter such that a high backscatter corresponds to a surface echo. This higher peak of the bimodal distribution may thus correspond to a surface echo. The distribution of the leading edge (see Figure 3b) is also very different for each band. The peaks of the histogram are 2.5, 1.8, and 0.35 m while the std values are 3.8, 2.9, and 0.9 m for the S-, Ku- and Ka-bands, respectively. Indeed, because of the antenna pattern gain, the Ka-band waveform shape is really peaked with respect to a lower frequency.

Downloaded by [Universite Paul Sabatier] at 03:51 15 October 2015

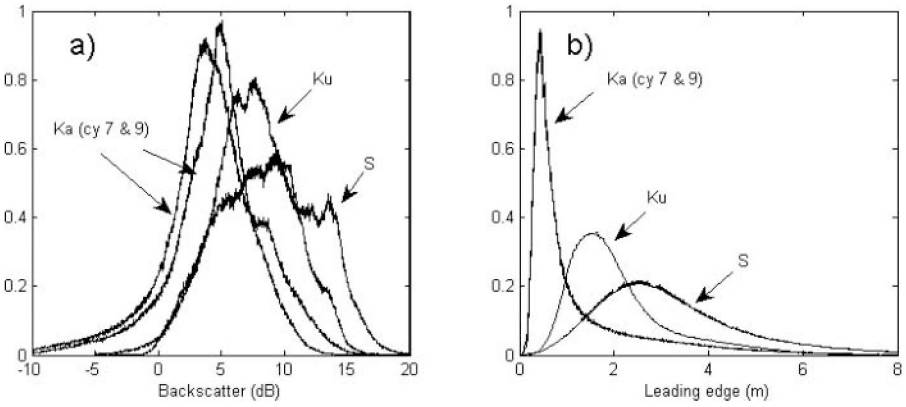


Figure 3. Histogram of the backscatter in dB (a) and of the leading edge in m (b) for the S-, Ku- and Ka-band over Antarctica.

One cannot assert that the roughness spectrums over the ocean and ice sheets can be compared. However, in both cases, a two-scale roughness is observed with the waves (or sastrugi in ice) and micro-roughness at the centimeter scale. The shift between histograms can be explained, at least partially, by the surface echo (as is the case for the ocean), while the dispersion is most likely induced by the volume echo that is integrated over a larger depth for the low frequency. This also explains the bimodality of the backscatter distribution for the lowest frequency. Note that the enhancement of the dispersion cannot be explained by the surface slope or the antenna pattern characteristics because it is partially corrected during the retracking and because the low frequency is less sensitive to the surface slope than the higher frequency.

Spatial Observations at the Cross-over Point

Figure 4 shows the backscatter difference at the cross-overs for the Ku-band and Ka-band, respectively. This clear geographical pattern is quite stationary from one cycle

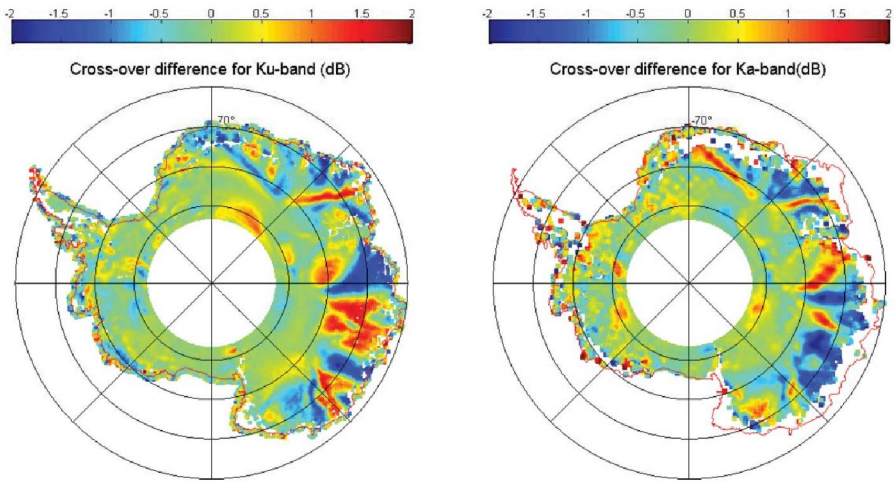


Figure 4. Cross-over difference for backscatter in the Ku-band (a) and in the Ka-band (b).

Downloaded by [Universite Paul Sabatier] at 03:51 15 October 2015

to another. It is likely the most mysterious and least understood error of altimetry above the ice sheet. The pattern is due to a complex convolution between the volume echo and antenna polarization. It depends on the angle between the antenna polarization direction and the anisotropic features direction, such as sastrugi created by the persistent katabatic wind. Two hypotheses have been proposed: the pattern is caused either by a surface modulation of the transmission within the snow interface (Legresy et al. 1999; Remy et al. 2012) or by a volume modulation due the extinction and penetration depth that may depend on this angle (Arthen et al. 2001; Armitage et al. 2014). The pattern is different in the Ku-band and in the Ka-band because the antenna polarizations are not in the same direction (-120° backward for Envisat and 90° for AltiKa). The S-band of Envisat is significantly less sensitive to this effect, suggesting an effect of the anisotropy on snowpack characteristics (Remy et al. 2012). In both cases, the pattern is due to different perceptions of the volume echo between the ascending and descending paths and affects the height retrieval.

The backscatter difference ranges from −2 to 2 dB with a std of 0.4 dB for the Ku-band, while it ranges from −2.5 to 2.5 dB with a std of 0.7 dB for the Ka-band. We plot the relationship between the height and backscatter differences at the cross-over (see Figure 5a). In the Ku-band, the height decreases by 0.3 m/dB when the backscatter increases, while the decrease is 0.05 m/dB in the Ka-band, or 6 times less. The negative sign of the relationship confirms the modulation of the volume echo (less volume drives weaker backscatter and a higher height).

This preliminary analysis suggests that the Ka-band obtains more volume than the Ku-band but also that this impact, in terms of height, is negligible in the Ka-band. This confirms that the volume echo originates from the near subsurface.

Space and Time Variability of the Ka-band

Backscatter in the Ku-band exhibits strong variations at the seasonal, interannual and long-term scales. The seasonal amplitude can reach a few dB while the long-term amplitude is less than 1 dB (Remy et al. 2012). On short scales, from one cycle to another, the

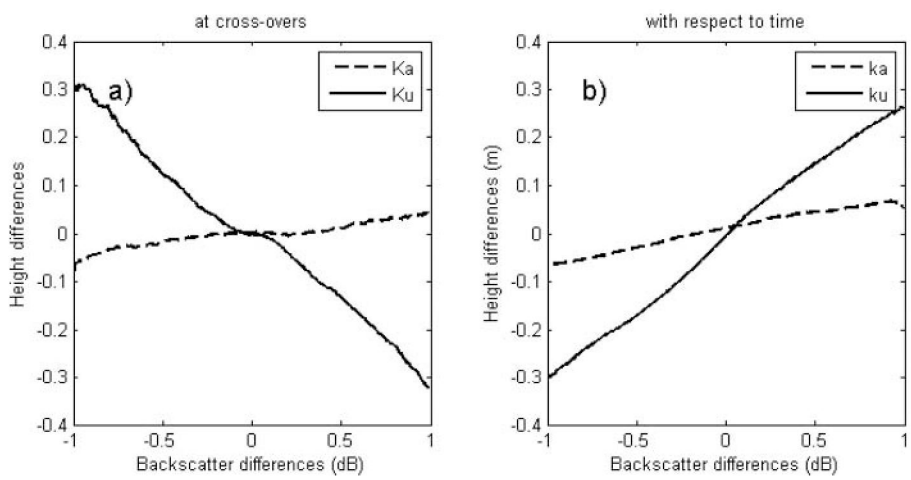


Figure 5. Relationship between changes in backscatter and induced changes in heights at the cross-over point (a) and with respect to time (b).

Downloaded by [Universite Paul Sabatier] at 03:51 15 October 2015

variations are mostly due to changes in surface roughness (Lacroix et al. 2008); at the seasonal scale, they are due to snow densification of the upper layer (Zwally and Li 2002; Li et al. 2007). In any case, these variations affect the height retrieval and lead to a positive correlation between height and backscatter; the regression is +0.3 m/dB on average for the Ku-band (see Figure 5b). Thus, the variations are due to changes in either the surface echo or the volume echo of the upper layer. The error induced in the height is linearly corrected from the backscatter (Zwally et al. 2005; McMillan et al. 2014) or with the whole waveform shape parameters (Flament and Remy 2012).

The histogram of the backscatter for different frequencies and for two different cycles in the Ka-band (cycle 7 in October 2013 and cycle 9 in December 2013; see Figure 3a) demonstrates that the temporal changes in the Ka-band is of the same order of magnitude as that in the Ku-band and can reach 1 dB in 70 days. The std of the backscatter estimated for all the available cycles is 1.2 dB. In the central region, the value does not exceed 0.5 dB and can reach 2.5 dB near the coast in the western region. However, a jump of 2.5 dB has been observed on Vostok Lake in the central part of Antarctica.

However, the impact on the height appears to be smaller in the Ka-band, approximately 0.05 m/dB (see Figure 5b) or six times less than that in the Ku-band. The relationship with the leading edge identified for Ku is the same for Ka, e.g. the height retrieval following the leading edge changes with backscatter. These changes in backscatter only slightly affect the height retrieval either because the surface echo is dominant or because the volume echo originates from the upper surface. These results agree with previous findings.

To date, the AltiKa series is not long enough to correlate to the Envisat series at the seasonal scale. However, a first attempt to correlate AltiKa data from March 2013 to June 2014 (13 cycles) with Envisat data from March 2009 to June 2010 suggests a positive correlation exists between both series in the eastern part of the WAIS and in Droning Maud Land, while the correlation is negative elsewhere. This may help to understand the phase of the seasonal signal (Lacroix et al. 2009), which exhibits a strange but clear geographical signal. In some places, the maximum seasonal backscatter occurs in late August, while it occurs in late February elsewhere. One cannot fathom that two opposite signals play a role; it is more logical to imagine that, depending on the place, the same geophysical parameter acts differently on the altimetric signal. These initial results suggest that ice grains, depending on their size, act differently on the Ka-band than on the Ku-band (see Figure 1).

Conclusion

Theory, cross-over differences analysis and temporal changes analysis converge toward the same conclusion; thus, we have confidence in our results. Theory predicts that the volume scattering should be greater for the Ka-band than for the Ku-band but that the penetration depth is much shallower. Cross-over differences are due to a modulation of the volume component between the ascending and descending tracks. We observe a slightly larger impact on the Ka-band backscatter. However, the impact on the height is less than −0.05 m/dB for the Ka-band compared with −0.3 m/dB for the Ku-band; that is, the Ka-band value is six times smaller than that of the Ku-band. Temporally, we know that backscatter and height increase or decrease together, the positive correlation implies that the changes occur either in the surface echo or in the near subsurface echo. The results are similar for both bands; the amplitude of the sensibility is 0.05 m/dB instead of 0.3 m/dB for the Ku-band.

Downloaded by [Universite Paul Sabatier] at 03:51 15 October 2015

The volume echo is clearly detectable in the Ka-band and has, at minimum, the same order of magnitude as that of the Ku-band. However, the penetration depth is smaller, approximately 0.7 m instead of 5-12 m for the Ku-band. Thus, the volume echo originates from the upper subsurface. Moreover, due to the antenna pattern, the Ka-band leading edge (see Figure 3b) is few times smaller and is thus less sensitive to the volume echo, which is added after the leading edge that corresponds to the surface component.

Ice sheet mass balance estimations require long temporal series. Using our data processing simulator, we can demonstrate that the convergence toward a precise height trend will be rapid, at approximately 20 cycles (Remy et al. 2014). The geographical error is well corrected with the knowledge of the across-track slope around the Envisat nominal orbit and the "echo" correction; a six times smaller sensitivity than in Ku allows for a faster convergence.

Comparisons of the Ka-and Ku-band can help improve our understanding of phenomena such as the cross-over or the seasonal phase pattern. For snowpack characteristics studies, the largest uncertainty regarding the Ku-band lies in the roughness spectrum knowledge. However, the seasonal altimetric signal is known to originate from volume echo that are controlled by ice grain sizes. SARAL/AltiKa provides an opportunity to detect this mostly unknown parameter.

Downloaded by [Universite Paul Sabatier] at 03:51 15 October 2015

Funding

The study belong to the Oscar (Observations des Surfaces Continentales par Altimétrie Radar), funded by the CNES/TOSCA.

References

Adams, R. J. and G. S. Brown. 1998. A model for altimeter returns from penetrable geophysical media. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 36(5):1784–1793.

Armitage, T. W. K., D. J. Wingham, and A. L. Ridout. 2014. Meteorological origin of the static crossover pattern present in low-resolution-mode CryoSat-2 data over central Antarctica. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters* 11(7):1295–1299.

Arthern, R. J., D. J. Wingham, and A. L. Ridout. 2001. Controls on ERS altimeter measurements over ice sheets: Footprint-scale topography, backscatter fluctuations, and the dependence of microwave penetration depth on satellite orientation. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 106(D24):33471–33484.

Champollion, N., G. Picard, L. Arnaud, E. Lefebvre, and M. Fily. 2013. Hoar crystal development and disappearance at Dome C, Antarctica: Observation by near-infrared photography and passive microwave satellite. *Cryosphere* 7(4):1247–1262.

Flament, T. and F. Remy. 2012. Dynamic thinning of Antarctic glaciers from along-track repeat radar altimetry. *Journal of Glaciology* 58(211):830–840.

Frezzotti, M., M. Pourchet, O. Flora, S. Gandolfi, M. Gay, S. Urbini, C. Vincent, S. Becagli, R. Gragnani, M. Proposito, M. Severi, R. Traversi, R. Udisti, and M. Fily. 2005. Spatial and temporal variability of snow accumulation in East Antarctica from traverse data. *Journal of Glaciology* 51(113):113–124.

Fung, A. K. and H. J. Eom. 1982. Application of a combined rough-surface and volume scattering theory to sea ice and snow backscatter. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 20(4):528–536.

Lacroix, P., M. Dechambre, B. Legresy, F. Blarel, and F. Remy. 2008. On the use of the dual-frequency ENVISAT altimeter to determine snowpack properties of the Antarctic ice sheet. *Remote Sensing of Environment* 112(4):1712–1729.

Lacroix, P., B. Legresy, F. Remy, F. Blarel, G. Picard, and L. Bruckner. 2009. Rapid change of snow surface properties at Vostok, East Antarctica, revealed by altimetry and radiometry. *Remote Sensing of Environment* 113(12):2633–2641.

Legresy, B., F. Papa, F. Remy, G. Vinay, N. Van den Bosch, and O.Z. Zanife. 2005. ENVISAT radar altimeter measurements over continental surfaces and ice caps using the ICE-2 retracking algorithm. *Remote Sensing of Environment* 95(2):150–163.

Legresy, B. and F. Remy. 1998. Using the temporal variability of satellite radar altimetric observations to map surface properties of the Antarctic ice sheet. *Journal of Glaciology* 44(147):197–206.

Legresy, B., F. Remy, and P. Schaeffer. 1999. Different ERS altimeter measurements between ascending and descending tracks caused by wind induced features over ice sheets. *Geophysical Research Letters* 26(15):2231–2234.

Li, J., H. J. Zwally, and J. C. Comiso. 2007. Ice-sheet elevation changes caused by variations of the firn compaction rate induced by satellite-observed temperature variations (1982–2003). *Annals of Glaciology* 46:8–13.

Matzler, C. 1998. Improved Born approximation for scattering of radiation in a granular medium. *Journal of Applied Physics* 83(11):6111–6117.

Matzler, C. 1987. Applications of the interaction of microwaves with the natural snow cover. *Remote Sending Reviews* 2:259–392.

McMillan, M., A. Shepherd, A. Sundal, K.H. Briggs, A. Muir, A. Ridout, A. Hogg, and D. Wingham. 2014. Increased ice losses from Antarctica detected by CryoSat-2. *Geophysical Research Letters* 41(11):3899–3905.

Remy, F., T. Flament, F. Blarel, and J. Benveniste. 2012. Radar altimetry measurements over antarctic ice sheet: A focus on antenna polarization and change in backscatter problems. *Advances in Space Research* 50(8):998–1006.

Rémy, F., T. Flament, T. Michel, and J. Verron. 2014. Ice sheet survey over Antarctica using satellite altimetry: ERS-2, Envisat, SARAL/AltiKa, the key importance of continuous observations along the same repeat orbit. *International Journal of Remote Sensing* 35(14):5497–5512.

Rémy, F. and S. Parouty. 2009. Antarctic ice sheet and radar altimetry: A review. *Remote Sensing* 1 (4):1212–1239.

Rott, H., K. Sturm, and H. Miller. 1993. Active and passive microwave signatures of Antarctic firn by means of field measurements and satellite data. *Annals of Glaciology* 17:337–343.

Verron J., P. Sengenes, J. Lambin, J. Noubel, N. Steunou, A. Guillot, N. Picot, S. Coutin-Faye, R. Gairola, D.V.A. Raghava Murthy, J. Richman, D. Griffin, A. Pascual, F. Rémy, and P.A. Gupta. 2015. The SARAL/AltiKa altimetry satellite mission. *Marine Geodesy* 38(S1): this issue.

Zwally, H. J., M. B. Giovinetto, J. Li, H. G. Cornejo, M. A. Beckley, A. C. Brenner, J. L. Saba, and D. H. Li. 2005. Mass changes of the Greenland and Antarctic ice sheets and shelves and contributions to sea-level rise: 1992-2002. *Journal of Glaciology* 51(175):509–527.

Zwally, H. J. and J. Li. 2002. Seasonal and interannual variations of firn densification and ice-sheet surface elevation at the Greenland summit. *Journal of Glaciology* 48(161):199–207.

Downloaded by [Universite Paul Sabatier] at 03:51 15 October 2015

Annexe F

Frédérique Rémy, Thomas Flament, Aurélie Michel, and Jacques Verron : Ice sheet survey over Antarctica using satellite altimetry : ERS-2, Envisat, SARAL/AltiKa, the key importance of continuous observations along the same repeat orbit. International Journal Of Remote Sensing Vol. 35 , Iss. 14,2014.

International Journal of Remote Sensing, 2014
Vol. 35, No. 14, 5497–5512, http://dx.doi.org/10.1080/01431161.2014.926419

Ice sheet survey over Antarctica using satellite altimetry: ERS-2, Envisat, SARAL/AltiKa, the key importance of continuous observations along the same repeat orbit

Frédérique Rémy[a]*, Thomas Flament[a], Aurélie Michel[a,b], and Jacques Verron[c]

[a]*LEGOS, CNRS, Toulouse Cedex 31400, France;* [b]*CLS, 31520 Ramonville Saint-Agne, Toulouse, France;* [c]*LGGE, CNRS, 38041 Grenoble Cedex 9, France*

(*Received 15 January 2013; accepted 7 June 2013*)

Downloaded by [Frederique Remy] at 06:52 13 August 2014

From September 2002 to October 2010, the Envisat radar altimeter surveyed Greenland and Antarctica ice sheets on a 35 day repeat orbit, providing a unique data set for ice sheet mass balance studies. Up to 85 repeat cycles are available and the whole Envisat data set may be along-track processed in order to provide height variability and trend with a good spatial resolution for the objectives of ice sheet survey.

Soon, a joint Centre National d'Etudes Spatiales/Indian Space Research Organisation mission, SARAL (Satellite with Argos and AltiKa), with the AltiKa payload on board, will be launched on exactly the same orbit (less than 1 km of the nomimal orbit in the across-track direction). This will allow an extension of previous European Remote Sensing (ERS) satellite, ERS-1 and ERS-2, and Envisat missions of the European Space Agency (ESA), in particular from the point of view of ice altimetry. However, AltiKa operates in the Ka band (36.8 GHz), a higher frequency than the classical Ku band (13.6 GHz), leading to important modifications and potential improvements in the interactions between radar wave and snow-pack.

In this paper, a synthesis is presented of all available information relevant to ice altimetry scientific purposes as derived from the Envisat mission: mean and temporal derivatives of the height − but also of the backscatter and of the two waveform parameters − snow-pack change corrections, across-track surface slope at 1 km scale, etc. The spatial and temporal variability of ice sheet surface elevation is investigated with the help of the high-resolution Envisat along-track observations. We show that at least 50 repeat cycles are needed to reach the required accuracy for the elevation trend. It is thus advocated as potentially highly beneficial for SARAL/AltiKa as a follow-on mission. Moreover, the novel characteristics of SARAL/AltiKa are promising in improving our understanding of snow penetration impact.

1. Introduction

Investigating satellite altimetry of ice is of great interest for various scientific purposes. In regard to ice sheets, the main objectives are to precisely map the surface topography, to study ice dynamical processes, and possibly to provide constraints for ice sheet modelling. As more data become available with longer-time datasets, the estimation of height change becomes accessible as well as ice sheet mass balance. Today, mass balance estimation is one of the greatest challenges to understanding sea level rise and predicting the evolution of ice sheet volumes in relation to climate prospects. Currently, several authors have proposed different methodologies in this regard (see, for instance, Zwally et al. 2011; Wingham, Shepherd, et al. 2006; or Flament and Rémy 2012). However, the discrepancies

*Corresponding author. Email:frederique.remy@legos.obs-mip.fr

© 2014 Taylor & Francis

between current estimations are still significant, reaching ±50 km^3 $year^{-1}$ (Cazenave and Remy 2011; Shepherd et al. 2012). There are several possible reasons, such as volume echo corrections, gridding techniques, slope error corrections, editing criteria, and lengths of datasets. Moreover, the large temporal and spatial variability in ice sheet elevation with regard to the length of the observation period is also a strong limitation for estimating trends. For instance, elevation changes observed during both the ERS-2 period (1995–2003) and the Envisat period (2002–2010) show large inter-annual height trend variations, reaching 10 cm $year^{-1}$ over large sectors (Rémy and Parouty 2009). Note that these fluctuations are attributed to decadal meteorological changes.

Currently the Envisat data set, and especially the number of repeat passes, is sufficiently large to allow a successful restitution of height changes with good accuracy. Indeed it provides (from September 2002 to October 2010 – namely the end of the nominal 35 day repeat orbit) eight years of 35 day cycle observations. This long and regular series begs new questions and highlights the need for continuous observation on the same orbit.

Examples that require long-term coverage include the following.

- For a few years, it has been demonstrated that some glaciers of the West Antarctica Ice Sheet (WAIS) exhibit a strong volume loss acceleration (Wingham, Wallis, and Shepherd 2009). To date, the scenario is less dramatic for the glaciers of the East Antarctica ice sheet (EAIS), even if Flament and Rémy (2012) pointed out significant volume losses for some of them. A longer period of observation in this sector is needed in order to detect any acceleration/deceleration. To predict future ice sheet mass balance, loss acceleration is indeed a key parameter.
- During the Envisat period, some particular and unexpected behaviours were detected such as emptying of subglacial lakes (Wingham, Siegert, et al. 2006; Fricker and Scambos 2009) and cascading of subglacial lakes (Flament, Berthier, and Rémy 2013). A longer survey and description of these lakes are needed for ice sheet modelling, as large volumes of water flowing at the ice sheet base could significantly alter the ice-bedrock interface properties.
- The correction of the error induced by the penetration of radar waves within the snow-pack needs long-term observations in order to discriminate between seasonal and longer-term fluctuations, both time scales having a different impact on height (Arthern, Wingham, and Ridout 2001; Remy et al. 2012). Seasonal and inter-annual variations are now being captured with good precision and may provide a strong constraint on climate models.
- As a whole, ice topography surveying aims at accurate volume balance estimation. However, the combination of small-scale topographic features, such as kilometre-scale undulations, across-track slopes, errors due to penetration, and short-scale time variations, is a severe limitation to achieving good accuracy. Obviously, the longer the series, the more accurate the restitution of the temporal trend. We will show that a few tens of repeat cycles are needed to reach these various scientific objectives.

In this paper, we will first present the along-track processing carried out with Envisat altimetric height data over Antarctica and summarize the most important results that have been obtained at the global scale. We will investigate first the spatial height trend variability, then the temporal. To reach the adequate height measurement accuracy necessary to estimate height trend, it will be seen that there is a requirement in regard to the length of the observational sequence. In this regard, the expected contribution of AltiKa on SARAL (Satellite with Argos and AltiKa), a Centre National d'Etudes

Downloaded by [Frederique Remy] at 06:52 13 August 2014

Spatiales/Indian Space Research Organisation (CNES/ISRO) mission, which was launched at the beginning of 2013 on the same orbit as Envisat, is potentially strong as it will naturally extend the Envisat observational range.

2. Spatial variability derived from along-track Envisat RA-2 observations

Only cross-over points are classically used for height trend extraction from radar altimetry. The methodology allows, in principle, the use of different orbits; in particular, the 3 day or geodetic mission of ERS-1 can be used with the 35 day orbit to eliminate the problem of cross-track slope. However, the presence of a bias between ascending and descending measurements due to antenna polarization (see Arthern, Wingham, and Ridout 2001 or Remy, Legresy, and Benveniste 2006) requires the use of a double cross-over difference and thus a repeat orbit. Thus, in general, only the 35 day period is used (Shepherd et al., 2012). Here, we use the complete along-track Envisat Radar Altimeter 2 (RA-2) data derived from the Ice-2 retracking algorithm (Legresy et al. 2005). The data density is much higher: for one repeat cycle, about 80, 000 valid cross-over points are available over the Antarctica ice sheet whereas 1.8 million points can be used after along-track editing and dedicated analysis. In addition, near the coast, depending on the track direction with respect to the coastal slope, only one track is often available and cross-over analysis cannot be carried out. This is a major limitation of using only cross-over point data because a significant part of the signal occurs near the coast and is therefore lost. However, using along-track data requires correction for cross-track slope.

Along-track data are given at 20 Hz, namely each 370 m. Because the repeat tracks lie within 1 km of the nominal track, we process points at 1 km intervals and select the surrounding data within a radius of 0.5 km. We then consider three along-track consecutive data for 85 repeat cycles, that is around 250 data at each location. We correct for the error due to across-track topography by fitting a quadratic form in x and y (geometric correction), and change in snow-pack characteristics is corrected by fitting the backscatter and the two waveform shape parameters, leading edge width, and trailing edge slope (echo correction). Indeed, we previously demonstrated that using solely backscatter to correct changes in snow-pack characteristics is insufficient and that the two waveform shape parameters are also needed (Remy et al. 2012). With the temporal trend and the constant, we thus fit 10 unknown parameters with about 500 observations, so that the temporal trend is inverted with a good robustness (see Flament and Rémy 2012).

Finally, the processing provides the mean values of height, backscatter, and two waveform parameters, the temporal derivative of these four parameters, and the residuals corresponding to the 85 cycles.

Time series for each parameter are thus obtained by retrending the temporal residues.

2.1. *Height and waveform parameter trend*

Height trend is given at an unprecedented spatial and temporal resolution (see Figure 1 (*a*)). This varies by up to a few tens of centimetres per year (the root mean square value is 10 cm year^{-1}), showing large-scale spatial variability, especially in the eastern part of Antarctica. The second derivative is mapped on Figure 1(*b*), and varies by up to a few centimetres per year squared (the root mean square error is 1.4 cm year^{-2}). In the WAIS, some glaciers are losing volume with an obvious accelerating trend (see Thwaites and Pine Island glaciers). In the eastern part, the Totten glacier is decreasing without acceleration while the Frost glacier appears to have only recently started to lose volume.

Downloaded by [Frederique Remy] at 06:52 13 August 2014

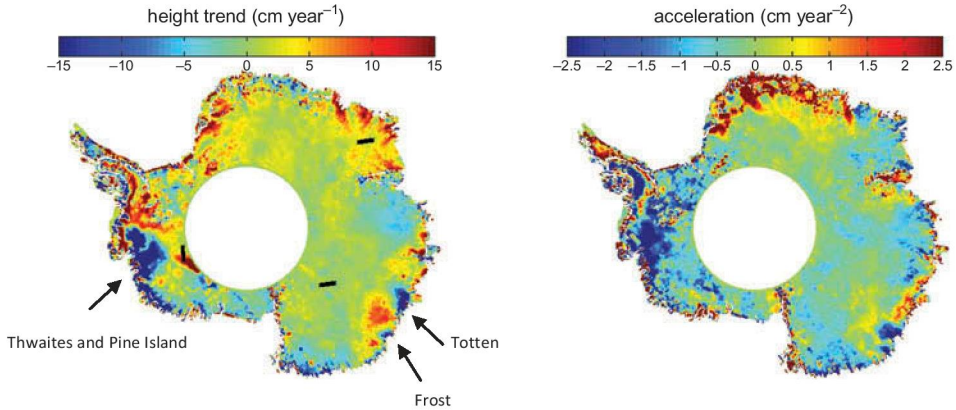


Figure 1. Change in height (cm year^{-1}) and acceleration (cm year^{-2}) derived from eight years of repeat orbits of Envisat. Most of the changes are within the range ±15 cm year^{-1}, but at some parts of the WAIS it can reach several metres per year. The three profiles shown in Figure 2 are superimposed on the height trend.

The same processing was previously applied to ERS-2 data, where we used the 82 available cycles. Thanks to this along-track processing, many subtle changes in height can be detected. Moreover, we can apply all classical one-dimensional (1D) statistical analysis, such as spectral analysis, covariance, and coherence computations. Height trend exhibits a clear small-scale signal related to surface undulations (see Figure 3; and Section 2.2 for a discussion of surface undulations). We plot on Figure 2 the height trend (bottom) for the ERS-2 (red line) and Envisat (black line) periods and the kilometre-

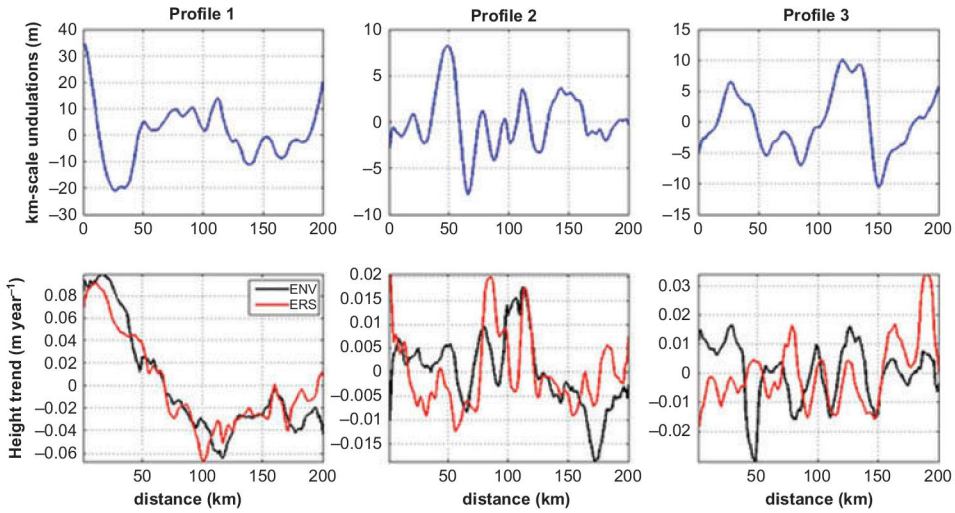


Figure 2. Relation between kilometre-scale topographic features (top) and height trend (bottom) for three profiles shown in Figure 1(*a*) during the ERS period (red line) and Envisat period (black line). The small-scale signal of height trend shows an average decorrelation length of 7 km, suggesting that the spatial sampling should be closer than 3.5 km for precisely derivation of the mean value.

Downloaded by [Frederique Remy] at 06:52 13 August 2014

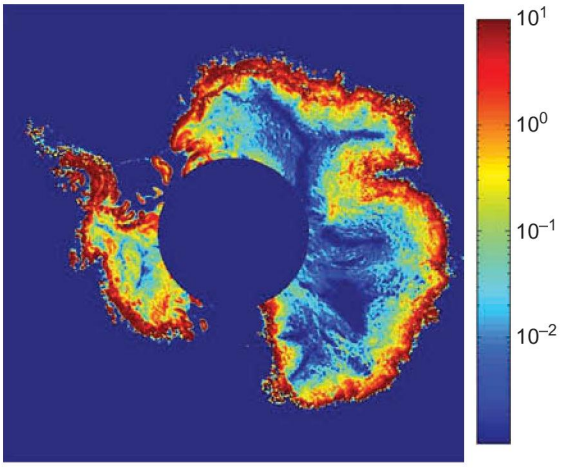


Figure 3. Surface slope at the kilometre scale deduced from the non-exact repeat orbit of Envisat, in m km^{-1}. Note the logarithm scale.

Downloaded by [Frederique Remy] at 06:52 13 August 2014

scale topographic undulations (top) along the three repeat tracks of 200 km length, shown in Figure 1(*a*). From surface height we removed a parabolic profile in order to highlight the undulations. Profiles 2 and 3 are in the eastern part at 3000 m elevation, while profile 1 is in the western part at 1500 m elevation. As evidence that height trends are affected by the 10 km-scale signal, the amplitude of this undulating trend is a few centimetres per year on average. However, a relation between surface undulation and height trends is difficult to prove: even at the 200 km scale, both signals are either in or out of phase. Moreover, the amplitudes are also not correlated. Indeed, the average correlation at the global scale is 0.43 and the lag is of a few kilometres, depending on the location. These small-scale undulations in height trend as measured by ERS-2 and Envisat are sometimes well in phase, suggesting persistent short-scale patterns of height change. For instance, they are in phase for the first half of profile 2 and the second half of profile 3, suggesting in these cases a phenomenon occurring over at least 15 years. Elsewhere both trends are clearly out of phase, suggesting either a moving feature or some computational artefact. However, the coherence estimated with a 200 km-long sliding window shows clearly a peak between 10 and 20 km.

In regions where the large-scale signal is homogeneous, for instance, near the Pine Island sector (see Figure 1(*a*) for location), decorrelation length can reach 20 km but elsewhere the average is 7 km. The Nyquist–Shannon theorem stipulates that sampling should be at least 3.5 km in most places to correctly describe the signal and derive the average value. This means that over a large part of the Antarctic ice sheet, the distance between two tracks is too great except at high latitudes, while the signal mostly occurs near the coast at low latitudes. If we assume that these height trend fluctuations are isotropic, we can use the correlation length deduced in the along-track direction to assist in extrapolation in the across-track direction. This, at least, provides a good estimate of the local error introduced by interpolation when gridding.

The physical relationship between height trend and small-scale surface topography is not trivial. Various processes may be addressed. First, accumulation rates exhibit spatial fluctuations at the surface undulation scale as seen along the routes from Dome Talos to

Dome C (Frezzotti et al. 2005) and from Dumont d'Urville to Dome C. where undulating accumulation rates were observed even on the plateau, and near Dome C (Verfaillie et al. 2012). Inter-annual changes in either accumulation pattern or snow drift by katabatic wind may thus occur. It can also be due to an artefact in the interaction between radar waves and the snow-pack that depends on ice grain size and thus on accumulation rates. However, within the fitting process we derive the height sensitivity to backscatter changes and find only poor correlation at this scale (see Remy et al. 2012). Moreover, one cannot exclude an artefact due to surface slope that may modulate radar penetration. Further studies are needed in order to understand the cause of this small-scale signal. In any case, this signal should be taken into account in order to derive the mean volume change.

We also extract some other geophysical information, in particular the backscatter and waveform shape parameters given by the Ice-2 algorithm, their temporal trend, and the 2D surface slope. Backscatter and the two waveform shape parameters, namely the leading edge width and the trailing edge slope, are related to surface (mostly roughness and snow density) and snow-pack characteristics (mostly ice grain size and internal layering), and thus to meteorological forcing (see Zwally and Li 2002; Legresy et al. 2005). Waveform parameters also provide information on volume echo. We estimate the variability and temporal trend of these parameters. Variability is very significant since backscatter seasonal amplitude reaches 0.5 dB in certain locations. Its trend is up to 0.5 dB cm year^{-1}, leading to variation by a few decibels for the Envisat mission. This shows the huge variations in surface and subsurface characteristics, probably linked to variations in meteorological conditions.

2.2. *Two-dimensional kilometre-scale surface slope*

Finally, the processing also provides information on small-scale topography around the nominal track. The 2D surface slope at the kilometric scale can be computed according to the drift of the orbit within 1 km of the reference track, and is mapped in Figure 3. The mean value is 3.3 m km^{-1} with a standard deviation of 3.2 m km^{-1}. At this scale, surface slope is mostly due to the presence of undulations of a few metres amplitude and a few tens of kilometres wavelength superimposed on the near-parabolic profile of the ice sheet. These well-known undulations are due to ice flow from above of rough bedrock and are related to ice viscosity and ice thickness. They are smoother in the central part of Antarctica than nearer the coast. This small-scale slope induces one of the most important errors in radar altimetry. Indeed, the impact point is not at nadir, but is shifted in the upslope direction, at a distance depending on the slope intensity multiplied by satellite height, namely 800 km. This so-called 'slope error' can be corrected either by applying a correction on the height to derive the topography (Brenner et al. 1983; Remy et al. 1989) or by relocating the impact point (Hurkmans, Bamber, and Griggs 2012). In both cases, the 2D surface slope is needed, and its estimation given by our processing can then be used if the shift of the impact point is not too large.

Finally, the root mean square (RMS) value of a uniform distribution between a and b being $(b - a)/\sqrt{12}$, one can deduce from Figure 3 that the RMS of the error induced by the mean across-track slope and the repeat cycles within 1 km either side of the track is 1.9 m ($3.3\ \text{m} \times 2/\sqrt{12}$). This is one of the reasons why cross-over analysis is classically preferred to along-track analysis. We will see in Section 4 that a few tens of repeat tracks are required for efficient sampling of across-track topography and derivation of temporal trend. In Section 5 we will show how AltiKa and previous ERS missions can take advantage of the slope derived from Envisat.

Downloaded by [Frederique Remy] at 06:52 13 August 2014

Downloaded by [Frederique Remy] at 06:52 13 August 2014

3. Time variability deduced from the 85 available 35 day repeat orbits

The standard deviation of time series estimated with the 85 repeat cycles is about 1 m on average and may reach 2 m near the coast. We estimate the average temporal behaviour over the entire Antarctic ice sheet over the eight years. To do this, we have to take into account the altimetric sampling of Antarctica which yields to higher data density with high latitude. We thus sum the time series weighted by the inverse of the data density of the neighbourhood (depending on the latitude and data availability). We use a three day temporal sampling in order to demonstrate the short-scale signal. The seasonal signal is clearly dominant (Figure 4(*a*)), its amplitude varying from a few centimetres in the interior to several tens of centimetres elsewhere and it may reach about 1 m near the coast. The average amplitude over the continent reaches 2 cm. In contrast, the phase is almost constant over the whole continent. The height is minimum at the end of March and increases up to the end of September at the end of the Austral winter. Indeed, precipitation episodes mostly occur in winter. The phase and amplitude are in very good agreement with meteorological models such as RACMO2 (Ligtenberg et al. 2012; Lenaerts et al. 2012). We applied an empirical mode decomposition on the temporal data in order to separate seasonal from inter-annual variations. This technique performs a self-adaptative decomposition on the basis of nonlinear functions extracted from the signal itself. It enables us to identify the time scales from shorter to longer (see Huang et al. 1998 for a description of the method and Autret, Rémy, and Roques 2013 for its application to Antarctica meteorological series). The first three modes correspond to the short time scale. In Figure 4(*a*), we plot the sum of the fourth and fifth modes, which corresponds to the seasonal cycle; its amplitude varies from 3 cm for 2003–2004 to 1.5 cm for 2006–2008, and the amplitude and phase are in accordance with Ligtenberg et al. (2012). The sum of the sixth and seventh modes, plotted in Figure 4(*b*), corresponds to the inter-annual signal and shows a four-year period wave. In contrast to the seasonal one, the phase depends on location. The maximum occurred in 2003 and 2007 for the western part of Antarctica, and in 2006 and 2010 for the eastern part. The

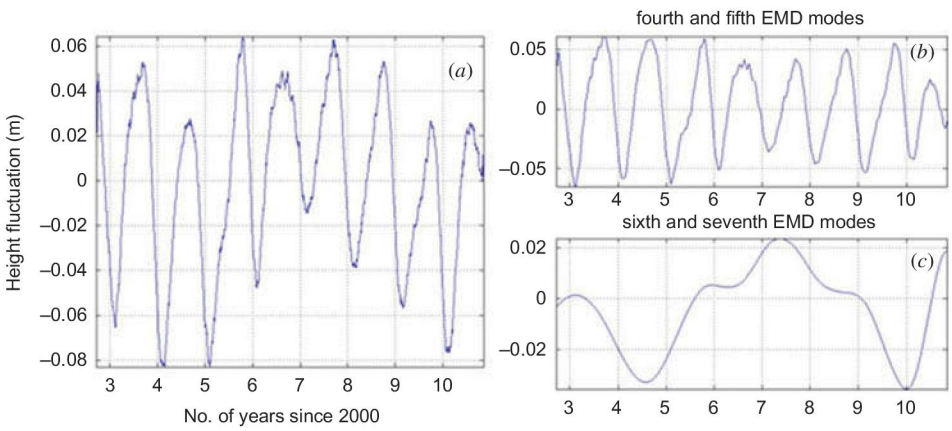


Figure 4. (*a*) Average temporal behaviour on height over the Antarctic continent. Note a clear seasonal signal, with a maximum in late winter after the precipitation period. The first two modes are deduced from an empirical mode decomposition (EMD) showing clearly (*b*) a seasonal part and (*c*) a four-year signal period.

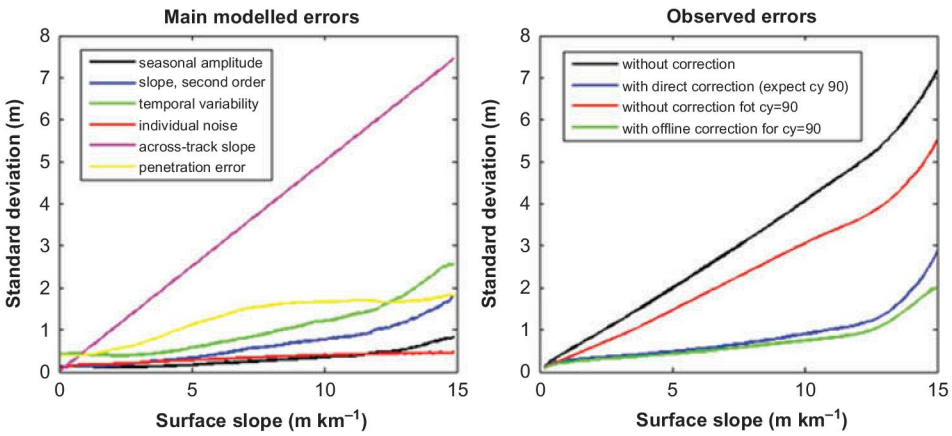


Figure 5. (*a*) Standard deviation of the prevailing errors that affect elevation trend estimation. (*b*) Standard deviation on height deduced from Envisat observations, before (black) and after (blue) data processing. We remove one cycle in the processing and correct it 'offline' with the help of the output processing in order to test the ability to correct the observation from AltiKa with the knowledge of the well-known 35 day repeat orbit.

Downloaded by [Frederique Remy] at 06:52 13 August 2014

amplitude of this mode is twice as high over the WAIS as over the EAIS, and the WAIS signal dominates when averaging at the continental scale. This seems to agree well with the rotating wave previously detected by Autret, Rémy, and Roques (2013) from Antarctic weather records. Note that a longer series is needed to guarantee the quality of the wavelength and phase estimations. Backscatter also sends seasonal and inter-annual signals and one can argue that they leak on elevation and that the linear fit does not completely correct this effect. However, seasonal signal on height are also visible when the surface echo is clearly dominant and the phases are not the same. The histogram of the date of maximum height is centred on day 305, with 50% of the data belonging to the interval (days 280–320), while the histogram for the backscatter is clearly bimodal with one maximum occurring on day 270 (35% are between days 250 and 290) and another on day 105 (35% are between days 80 and 120).

The seasonal part explains about 30% of temporal height variability while the four-year period explains somewhat less, except in the WAIS where it is higher (see Figure 5 for variability summary).

The aim of this section is only to characterize the temporal behaviour of surface elevation change. However, a first-order estimation may provide an estimate in terms of sea level fluctuations. A fluctuation of 1 cm over the whole continent corresponds approximately to 120 km^3 or 40 Gt if we assume that these variations are mostly due to snowfall. These seasonal and inter-annual fluctuations may then lead to a seasonal sea level fluctuation of 0.1 mm, which is in good agreement with unexplained oceanic variation (Meyssignac and Cazenave 2012). Note that a firn compaction model could be applied for enhanced precision in this estimate but its seasonal impact is negligible (see Li, Zwally, and Comiso (2007) or Helsen et al. (2008) for such a model).

4. Precision of height trend in relation to temporal and spatial properties

The aim of this section is to describe the spatial and temporal variability previously characterized in terms of precision on the retrieved height trend with respect to the number

of repeat observations. To date, in the literature most error estimation on trend is performed with formal analysis and, above all, averaged at the basin scale. For instance, Davis and Ferguson (2004) suggested for the East Antarctic ice sheet an error of less than 1 cm year^{-1} – this estimation corresponds to the average error over a few thousand square kilometres, much lower than that of the kilometre-scale trend. Locally, trend accuracy may be estimated with cross-over points (see, for instance, Remy et al. 2012), but it does not take into account systematic errors. However, this latter study suggests an average error of 3 cm year^{-1}. *In situ* measurements on trend are very sparse and cannot be used to validate satellite measurements at the global scale. Flament and Rémy (2012) compared Envisat to *in situ* GPS trends and found, for the Pine Island sector (see Figure 1(*a*) for location), a difference of a few tens of centimetres per year, accounting for the errors of each technique. A comparison with Icesat was conducted to evaluate height retrieval between laser and radar altimetry (see Brenner, DiMarzio, and Zwally 2007), and a comparison of height trend derived from Icesat and ERS-2 altimetry was performed over Greenland by Thomas et al. (2008). Their results showed that height thickening as measured by radar was more rapid than that measured by laser, and the authors explained this by a lifting of the radar-reflection horizon associated with changes in snow-pack. The difference between ERS-2 and Icesat trends in this case can reach 9 cm year^{-1} at low altitude and 3 cm year^{-1} on the plateau. This gives an estimate of the upper bound of the ERS-2 trend error. However, ERS-2 operated in ice mode, or at 80 Hz rather than the 320 Hz for ocean mode. The vertical precision of ERS-2 is thus 1.80 m as compared with 0.47 cm for Envisat, and noise is probably greater.

Here, we chose to perform a simulation in order to estimate height trend error. Our data processing is applied to synthetic observations whose spatial and temporal characteristics and noise are chosen with respect to previous sections. The drift of each repeat track is randomly drawn in the interval [–1 1] with a uniform distribution. The synthetic time series are chosen with the spatial and temporal characteristics described below, and we apply a temporal fluctuation on height that depends on a time series of backscatter in order to take into account variations in snow-pack characteristics. In summary, the following errors are considered.

- The error due to wave propagation (dry and wet troposphere and ionosphere) are taken into account with a normal distribution of 0.1 m RMS. This does not depend on surface slope and is not shown in Figure 5(*a*). The individual error after retracking is chosen as a portion of the leading edge width from which the height is deduced. This estimation is in good accordance with the classical cross-over point approach mentioned at the beginning (see Figure 5(*a*), individual noise).
- The penetration error is corrected with the help of both backscatter and waveform shape parameters. The sensitivity of height with respect to backscatter decreases from −1 m/dB near the coast to −0.5 m/dB in the central area, while fluctuation in backscatter ranges from 0.5 dB for the East Antarctic ice sheet to 2 dB for the WAIS.
- The error due to cross-track topographic features depends only on the second order of the surface slope, namely the surface curvature, because the first order creates a linear impact. We estimate this using along-track topography by assuming that undulations are isotropic with respect to track direction. The range of this error is high – it decreases from a few metres near the coast to some 10 cm in the interior.
- Time variability is estimated according to the temporal residues discussed in Section 3. We separate the short-term, seasonal, and inter-decadal signals from

Downloaded by [Frederique Remy] at 06:52 13 August 2014

overall temporal variability because their impact on height trend retrieval is quite different. We assume that variability is similar (i.e. the same for all points of one cycle).

All the errors above are strongly dependent on surface slope. The across-track slope and penetration are the prevailing error. The first is important but well sampled by the satellite tracks, while the second depends on snow-pack changes and is corrected due to the backscatter and waveform shape parameters that have their own temporal variability at different time scales. Indeed, most ice sheet parameters increase from the central area towards the coast: snow precipitation, katabatic wind and hence surface roughness, surface undulation amplitude, etc. The standard deviation of these errors is thus plotted with respect to surface slope in Figure 5(*a*). For comparison values, deduced Envisat data are plotted in Figure 5(*b*). Apart from modelling the shift in satellite path, all statistical distributions are normal distributions. Note that because we record elevation trend and not mass trend precision, a snow compaction model is not needed.

An initial simulation is performed by parameterization of the six different errors as shown in Figure 5(*a*). We draw at random 150 values for all considered sources of error, simulate a temporal series, and apply our processing chain. A least-squares method yields the average error on height trend. The number of data drawn at random is chosen to ensure good convergence while keeping computation time within reasonable limits.

The precision of the trend with respect to the number of available cycles and surface slope is mapped in Figure 6. Figure 7 shows an enlargement of the results for the three test zones with, respectively no slope, gentle slope, and large slope (slopes of 1, 5, and 10 m km $^{-1}$). After 40 repeat cycles, the trend error is still greater than 3 cm year^{-1} when surface slope exceeds 5 m km^{-1} − namely for 50% of the ice sheet − and greater than 5 cm year^{-1} for 20% of the ice sheet. To attain precision better than 2 cm year^{-1}, 60 cycles are needed for half of the ice sheet. Even after 80 cycles, precision may reach 1 cm year^{-1} only for surface slopes less than 4 m km^{-1} – that is, for 67% of the Antarctica ice

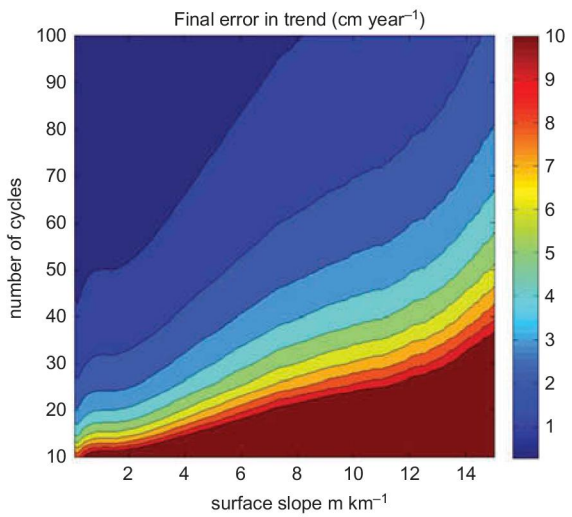


Figure 6. Precision of height trend with respect to surface slope and number of repeat tracks. In order to attain the required precision, between 40 and 50 cycles are needed.

Downloaded by [Frederique Remy] at 06:52 13 August 2014

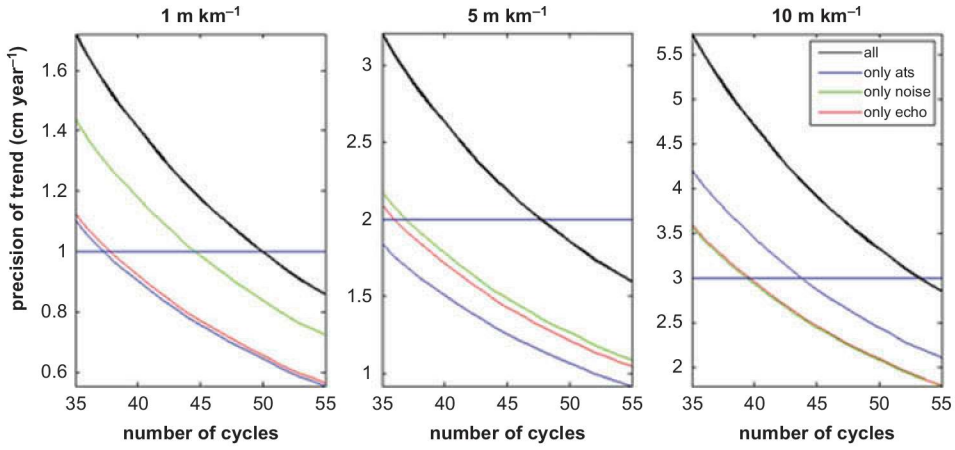


Figure 7. Enlargement of the evolution of trend precision between cycles 35 and 55 for three different ranges of surface slope amplitude: in black bold, the nominal run corresponding to Figure 6. We superimpose three other runs where each main error is considered separately: the impact of the across-track slope (ats) only (in blue), noise only (in green), and echo only (in red). The horizontal line indicates the precision required to reach 10% of mean accumulation rates.

Downloaded by [Frederique Remy] at 06:52 13 August 2014

sheet. Echo error and across-track slope have the same impact on slope greater than 1 m km^{-1}. Note that, because the required precision also increases with surface slope, the number of cycles required to reach the objectives is of the same order for each surface slope category. This estimation is slightly more optimistic than given by others. Indeed, we only consider Gaussian noise with no abrupt changes that could affect the regression (see Lacroix et al. (2009) for the existence of such events and their impact on height trend). Moreover, few tracks are missing or are not validated, so that there are fewer repeats than the theoretical 85. For Envisat, a mean of 78 repeat paths can be used.

Figures 2 and 4 show that in order to accurately capture the spatial and temporal variability of elevation trend, precision of around 1–2 cm year^{-1} is required. For climate surveying, models suggest a continental mean precipitation with respect to actual value increasing by 20% with 10% regional drying, as in Wilkes Land (Krinner et al. 2007). To capture this change, a precision of 10% in precipitation rates is required (i.e. around 1, 2, and 3 cm year^{-1}, respectively for mean surface slope of 1, 5, and 10 m km^{-1}) (Vaughan et al. 1999). In Figure 7, the black bold line shows that this threshold is reached after 50 cycles, whatever the surface slope magnitude is. In order to investigate the impact of main errors, we perform four runs by considering each error source separately (i.e. one run with noise only, one with only cross-track slope, and one with only volume echo error. At the beginning of the simulation, the across-track slope is clearly the dominant effect. Its impact decreases rapidly because the satellite track is always within ±1 km of the nominal track, so that the error is well sampled. After 40 repeat cycles, for small surface slope this error is reduced considerably in regard to penetration but remains the major one for slopy areas. Individual noise is also a major error source. Its standard deviation is not high (see Figure 5(*a*)), but it plays a role in all data whereas the other two play a role only from one track to the others and remain constant along the track. In summary, the three main errors need approximately 40–45 repeat period observations in order to be significantly reduced, noise being the major error for the plateau areas and cross-track slope for the coastal areas.

When cross-over points are used for deducing the trend, the cross-slope problem is partially eliminated, so that fewer revisits are needed, above all for slopy areas; elsewhere the benefit is less clear. However, the cross-over technique also requires a long observation time in order to reduce other errors.

5. AltiKa on SARAL, an Envisat follow-up mission

AltiKa, the radar altimeter on-board SARAL, a joint mission between the Indian space agency (ISRO) and the French space agency (CNES), was launched on 25 February 2013 and placed exactly in the same orbit as Envisat on 13 March (the distance between the orbits is less than 1 km in the across-track direction). This may allow an extension of previous ESA missions such as ERS and Envisat regarding ice altimetry scientific objectives. The antenna operates in the Ka band (37 GHz, or 8 mm wavelength), 2.7-fold greater than the Ku frequency, providing new and interesting characteristics and opportunities. Technical characteristics can be found in Vincent et al. (2006).

First, with an antenna of 1 m diameter, the AltiKa antenna aperture is 0.55° as opposed to 1.22° for Envisat RA-2, and the footprint is consequently smaller and thus waveform distortion by surface undulations will be reduced. The pulse repetition frequency is higher (4 kHz), and this will increase the number of independent echoes per second; therefore the waveform will be given each 175 m along-track, rather than 370 m. The bandwidth is 500 MHz, providing a vertical resolution of 30 cm rather than 45 cm, so that the sampling of the leading edge of the waveform will be finer. Also, the ionospheric attenuation is negligible at this frequency. For all the above reasons, we thus expect less noise in individual measurements.

Second, the Ka band penetration is smaller; absorption is enhanced by a factor of 2.7 and scattering by a factor of 53, so that penetration is estimated around 15 cm, several-fold less than in the Ku band (see, e.g. Matzler and Wegmuller 1987). Moreover, the surface at the centimetre scale is rougher for the Ka band, so we can expect to have a backscattered signal dominated by near-subsurface scattering echo. Not only this major source of error with altimetry, but also the cross-over problem induced by antenna polarization and surface anisotropy (Arthern, Wingham, and Ridout 2001; Remy, Legresy, and Benveniste 2006), should be significantly reduced. Moreover, for the first time, a nadir-active and passive sensors operating at the same frequency will yield simultaneous observations. The synergy between sensors will allow better constraint of the electromagnetic models and retrieval of snow-pack parameters.

Finally, AltiKa will benefit from the high resolution of the average track derived from Envisat, especially from the knowledge of the across-track surface slope. Indeed, we propose that AltiKa measurements be processed directly with the parameters retrieved from the Envisat along-track record. To test this method, we removed cycle 90 from the processing and treated it 'offline', by applying the corrections computed from the fit of the other Envisat cycles. The result, shown in Figure 5(*b*), is very convincing. This suggests that the first cycles of AltiKa could be analysed and compared to Envisat. Due to different bias between Ka and Ku, the processing should consider separately the four mean altimetric parameters (height and the three waveform parameters) and the three relations between height and waveform parameters. We will then invert 17 as unknown rather than 10.

Finally, it is expected that, with SARAL/AltiKa, three important sources of error in altimetry will be lowered. SARAL/AltiKa first waveforms are still in the validation stage but have begun to yield some surprising results. For instance, first observations at cross-over suggest the same kind of effect as already detected by previous missions (see

Downloaded by [Frederique Remy] at 06:52 13 August 2014

Remy et al. 2012). A difference of up to 2 dB between ascending and descending backscatter is observed. This effect is classically explained by a modulation of volume echo, while the AltiKa waveforms do not seem to be affected by volume echo. Much work is still needed to fully understand the interaction between altimetric waves and ice sheet surface.

6. Conclusion

Envisat RA-2 provides eight years of continuous altimetric observations above ice sheets. An along-track process allows the derivation of not only height trend, but also trends of backscatter and waveform shape parameters, with excellent spatial and temporal resolution. Considerable information about ice sheet mass balance, glacier loss acceleration, subglacial lake variation, and seasonal accumulation variations or snow-pack characteristics can be derived from this data set, opening up new scientific questions that require a large temporal survey.

We show in this paper the strength of along-track processing on account of its denser sampling (22-fold more dens than cross-over points). It also allows the derivation of the correlation length of temporal trend in order to correctly map volume change at the global scale. Indeed, we show that height trend exhibits a 10 km-scale signal of several centimetres per year, with a decorrelation length of 7 km. The Nyquist-Shannon theorem stipulates that a sampling closer than 3.5 km is needed in order to correctly estimate signals. A more sparse sampling, as is the case for a classical cross-over analysis, induces an error of the same amplitude as the 10 km scale trend, namely of a few centimetres per year. The along-track method thus provides a good estimate of the local error introduced by interpolation when gridding, although over a large part of the Antarctic ice sheet the distance between two tracks is too large with respect to the required sampling.

From the temporal point of view, we indicate a clear seasonal signal, but also a four-year wave probably linked with the so-called Antarctic circumpolar wave.

With the help of the spatial and temporal variability of elevation changes, we perform a sensitivity study in order to investigate the precision of restitution of elevation trend with respect to number of repeat passes. We show that at least 50 consecutive repeat cycles are needed to reach the required accuracy. In some cases, this required accuracy is reached with a lower number of cycles by using cross-over points. However, in this case, spatial sampling is strongly reduced. The length of the exact repeat series is thus crucial for scientific observations. We show that across-track slope around the mean Envisat track can be deduced from the fitting process and used in order to correct for any other satellite in the same orbit. Following missions on the same orbit, as previous ones, will benefit from this.

Due to AltiKa on SARAL, survey of the 35 day repeat orbit of previous ESA altimeters (Envisat, but also ERS1 and 2) will be extended. Because of the higher radar frequency (Ka band), new opportunities are offered: in particular the penetration and raw error will be lower than in the Ku band. Moreover, the presence of a radiometer operating at the same frequency will help in the derivation of surface or snow-pack characteristics. This will offer a unique opportunity for a longer-term observational framework that is highly beneficial in surveying of ice sheets.

Acknowledgements

We thank Fabien Blarel for his help in data processing. The Envisat RA-2 along-track data over Antarctica are available on request.

Downloaded by [Frederique Remy] at 06:52 13 August 2014

Funding

Thomas Flament and Aurélie Michel are supported by thesis grants from CNES/INSU and CNES/CLS, respectively. Support from the CNES/TOSCA for this study is strongly acknowledged. Altimetric data were provided by CTOH/Legos.

References

Arthern, R. J., D. J. Wingham, and A. L. Ridout. 2001. "Controls on ERS Altimeter Measurements over Ice Sheets: Footprint-Scale Topography, Backscatter Fluctuations, and the Dependence of Microwave Penetration Depth on Satellite Orientation." *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 106 (D24): 33471–33484. doi:10.1029/2001JD000498.

Autret, G., F. Rémy, and S. Roques. 2013. "Multi-Scale Analysis of Antarctic Surface Temperature Series by Empirical Mode Decomposition." *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 30 (4): 649–654. doi:10.1175/JTECH-D-11-00050.1.

Brenner, A. C., R. A. Blndschadler, R. H. Thomas, and H. J. Zwally. 1983. "Slope-Induced Errors in Radar Altimetry over Continental Ice Sheets." *Journal of Geophysical Research-Oceans and Atmospheres* 88 (C3): 1617–1623. doi:10.1029/JC088iC03p01617.

Brenner, A. C., J. R. DiMarzio, and H. J. Zwally. 2007. "Precision and Accuracy of Satellite Radar and Laser Altimeter Data over the Continental Ice Sheets." *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 45 (2): 321–331. doi:10.1109/TGRS.2006.887172.

Cazenave, A., and F. Remy. 2011. "Sea Level and Climate: Measurements and Causes of Changes." *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change* 2 (5): 647–662. doi:10.1002/wcc.139.

Davis, C. H., and A. C. Ferguson. 2004. "'Elevation Change of the Antarctic Ice Sheet', 1995–2000, from ERS-2 Satellite Radar Altimetry." *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 42 (11): 2437–2445. doi:10.1109/TGRS.2004.836789.

Flament, T., E. Berthier, and F. Rémy. 2013. "Cascading Water Underneath Wilkes Land, East Antarctic Ice Sheet, Observed Using Altimetry and Digital Elevation Models." *The Cryosphere Discussions* 7: 841–871. doi:10.5194/tcd-7-841-2013.

Flament, T., and F. Rémy. 2012. "Dynamic Thinning of Antarctic Glaciers from Along-Track Repeat Radar Altimetry." *Journal of Glaciology* 58 (211): 830–840. doi:10.3189/2012JoG11J118.

Frezzotti, M., M. Pourchet, O. Flora, S. Gandolfi, M. Gay, S. Urbini, C. Vincent, S. Becagli, R. Gragnani, M. Proposito, M. Severi, R. Traversi, R. Udisti, and M. Fily. 2005. "Spatial and Temporal Variability of Snow Accumulation in East Antarctica from Traverse Data." *Journal of Glaciology* 51 (172): 113–124. doi:10.3189/172756505781829502.

Fricker, H. A., and T. Scambos. 2009. "Connected Subglacial Lake Activity on Lower Mercer and Whillans Ice Streams, West Antarctica, 2003–2008." *Journal of Glaciology* 55 (190): 303–315. doi:10.3189/002214309788608813.

Helsen, M. M., M. R. van den Broeke, R. S. W. van de Wal, W. J. van de Berg, E. van Meijgaard, C. H. Davis, Y. H. Li, and I. Goodwin. 2008. "Elevation Changes in Antarctica Mainly Determined by Accumulation Variability." *Science* 320 (5883): 1626–1629. doi:10.1126/science.1153894.

Huang, N. E., Z. Shen, S. R. Long, M. L. C. Wu, H. H. Shih, Q. N. Zheng, N. C. Yen, C. C. Tung, and H. H. Liu. 1998. "The Empirical Mode Decomposition and the Hilbert Spectrum for Nonlinear and Non-Stationary Time Series Analysis." *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 454 (1971): 903–995. doi:10.1098/rspa.1998.0193.

Hurkmans, R., J. L. Bamber, and J. A. Griggs. 2012. "Brief Communication 'Importance of Slope-Induced Error Correction in Volume Change Estimates from Radar Altimetry'." *The Cryosphere* 6 (2): 447–451. doi:10.5194/tc-6-447-2012.

Krinner, G., O. Magand, I. Simmonds, C. Genthon, and J. L. Dufresne. 2007. "Simulated Antarctic Precipitation and Surface Mass Balance at the End of the Twentieth and Twenty-First Centuries." *Climate Dynamics* 28 (2–3): 215–230. doi:10.1007/s00382-006-0177-x.

Lacroix, P., B. Legresy, F. Remy, F. Blarel, G. Picard, and L. Brucker. 2009. "Rapid Change of Snow Surface Properties at Vostok, East Antarctica, Revealed by Altimetry and Radiometry." *Remote Sensing of Environment* 113 (12): 2633–2641. doi:10.1016/j.rse.2009.07.019.

Downloaded by [Frederique Remy] at 06:52 13 August 2014

Legresy, B., F. Papa, F. Remy, G. Vinay, M. van den Bosch, and O. Z. Zanife. 2005. "ENVISAT Radar Altimeter Measurements over Continental Surfaces and Ice Caps Using the ICE-2 Retracking Algorithm." *Remote Sensing of Environment* 95 (2): 150–163. doi:10.1016/j.rse.2004.11.018.

Lenaerts, J. T. M., M. R. van den Broeke, W. J. van de Berg, E. van Meijgaard, and P. K. Munneke. 2012. "A New, High-Resolution Surface Mass Balance Map of Antarctica (1979–2010) Based on Regional Atmospheric Climate Modeling." *Geophysical Research Letters* 39. doi:10.1029/2011GL050713.

Li, J., H. J. Zwally, and J. C. Comiso. 2007. "Ice-Sheet Elevation Changes Caused by Variations of the Firn Compaction Rate Induced by Satellite-Observed Temperature Variations (1982–2003)." *Annals of Glaciology* 46: 8–13. doi:10.3189/172756407782871486.

Ligtenberg, S. R. M., M. Horwath, M. R. van Den Broeke, and B. Legrésy. 2012. "Quantifying the Seasonal 'Breathing' of the Antarctic Ice Sheet." *Geophysical Research Letters* 39 (23). doi:10.1029/2012GL053628.

Matzler, C., and U. Wegmuller. 1987. "Applications of the Interaction of Microwaves with the Natural Snow Cover." *Remote Sending Reviews* 2: 259–391.

Meyssignac, B., and A. Cazenave. 2012. "Sea Level: 'A Review of Present-Day and Recent-Past Changes and Variability.'" *Journal of Geodynamics* 58: 96–109. doi:10.1016/j.jog.2012.03.005.

Remy, F., T. Flament, F. Blarel, and J. Benveniste. 2012. "Radar Altimetry Measurements over Antarctic Ice Sheet: A Focus on Antenna Polarization and Change in Backscatter Problems." *Advances in Space Research* 50 (8): 998–1006. doi:10.1016/j.asr.2012.04.003.

Remy, F., B. Legresy, and J. Benveniste. 2006. "On the Azimuthally Anisotropy Effects of Polarization for Altimetric Measurements." *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 44 (11): 3289–3296. doi:10.1109/TGRS.2006.878444.

Remy, F., P. Mazzega, S. Houry, C. Brossier, and J. F. Minster. 1989. "Mapping of the Topography of Continental Ice by Inversion of Satellite-Altimeter Data." *Journal of Glaciology* 35 (119): 98–107. doi:10.3189/002214389793701419.

Rémy, F., and S. Parouty. 2009. "Antarctic Ice Sheet and Radar Altimetry: A Review." *Remote Sensing* 1 (4): 1212–1239. doi:10.3390/rs1041212.

Shepherd, A., E. R. Ivins, A Geruo , V. R. Barletta, M. J. Bentley, S. Bettadpur, K. H. Briggs, D. H. Bromwich, R. Forsberg, N. Galin, M. Horwath, S. Jacobs, I. Joughin, M. A. King, J. T. M. Lenaerts, J. Li, S. R. M. Ligtenberg, A. Luckman, S. B. Luthcke, M. McMillan, R. Meister, G. Milne, J. Mouginot, A. Muir, J. P. Nicolas, J. Paden, A. J. Payne, H. Pritchard, E. Rignot, H. Rott, L. S. Sorensen, T. A. Scambos, B. Scheuchl, E. J. O. Schrama, B. Smith, A. V. Sundal, J. H. van Angelen, W. J. van de Berg, M. R. van den Broeke, D. G. Vaughan, I. Velicogna, J. Wahr, P. L. Whitehouse, D. J. Wingham, D. Yi, D. Young, and H. J. Zwally. 2012. "A Reconciled Estimate of Ice-Sheet Mass Balance." *Science* 338 (6111): 1183–1189. doi:10.1126/science.1228102.

Thomas, R., C. Davis, E. Frederick, W. Krabill, Y. H. Li, S. Manizade, and C. Martin. 2008. "A Comparison of Greenland Ice-Sheet Volume Changes Derived from Altimetry Measurements." *Journal of Glaciology* 54 (185): 203–212. doi:10.3189/002214308784886225.

Vaughan, D. G., J. L. Bamber, M. Giovinetto, J. Russell, and A. P. R. Cooper. 1999. "Reassessment of Net Surface Mass Balance in Antarctica." *Journal of Climate* 12 (4): 933–946. doi:10.1175/1520-0442(1999)012<0933:RONSMB>2.0.CO;2.

Verfaillie, D., M. Fily, E. Le Meur, O. Magand, B. Jourdain, L. Arnaud, and V. Favier. 2012. "Snow Accumulation Variability Derived from Radar and Firn Core Data along a 600 Km Transect in Adelie Land, East Antarctic Plateau." *The Cryosphere* 6 (6). doi:10.5194/tc-6-1345-2012.

Vincent, P., N. Steunou, E. Caubet, L. Phalippou, L. Rey, E. Thouvenot, and J. Verron. 2006. "Altika: a Ka-Band Altimetry Payload and System for Operational Altimetry during the GMES Period." *Sensors* 6 (3): 208–234. doi:10.3390/s6030208.

Wingham, D. J., A. Shepherd, A. Muir, and G. J. Marshall. 2006. "Mass Balance of the Antarctic Ice Sheet." *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 364: 1627–1635. doi:10.1098/rsta.2006.1792.

Wingham, D. J., M. J. Siegert, A. Shepherd, and A. S. Muir. 2006. "Rapid Discharge Connects Antarctic Subglacial Lakes." *Nature* 440 (7087): 1033–1036. doi:10.1038/nature04660.

Downloaded by [Frederique Remy] at 06:52 13 August 2014

Wingham, D. J., D. W. Wallis, and A. Shepherd. 2009. "Spatial and Temporal Evolution of Pine Island Glacier Thinning, 1995–2006." *Geophysical Research Letters* 36. doi:10.1029/2009GL039126.

Zwally, H. J., L. I. Jun, A. C. Brenner, M. Beckley, H. G. Cornejo, J. Dimarzio, M. B. Giovinetto, T. A. Neumann, J. Robbins, J. L. Saba, Y. I. Donghui, and W. Wang. 2011. "Greenland Ice Sheet Mass Balance: Distribution of Increased Mass Loss with Climate Warming; 2003-07 versus 1992–2002." *Journal of Glaciology* 57 (201): 88–102. doi:10.3189/002214311795306682.

Zwally, H. J., and J. Li. 2002. "Seasonal and Interannual Variations of Firn Densification and Ice-Sheet Surface Elevation at the Greenland Summit." *Journal of Glaciology* 48 (161): 199–207. doi:10.3189/172756502781831403.

Downloaded by [Frederique Remy] at 06:52 13 August 2014

Références bibliographiques

Waleed Abdalati, H Jay Zwally, Robert Bindschadler, Bea Csatho, Sinead Louise Farrell, Helen Amanda Fricker, David Harding, Ronald Kwok, Michael Lefsky, Thorsten Markus, Alexander Marshak, Thomas Neumann, Stephen Palm, Bob Schutz, Ben Smith, James Spinhirne, and Charles Webb. The icesat-2 laser altimetry mission. *Proceedings of the IEEE*, 98(5) :735 – 751, 2010. doi : 10.1109/JPROC.2009.2034765. 104

Fifi Adodo. Complémentarité des données altimétriques et radiométriques pour l'étude des propriétés de la neige en antarctique, 06 2016. URL http://www.aviso.altimetry.fr/en/user-corner/science-teams/atelier-altimetrie-et-glaciologie.html. 82

THE GSFC RETRACKING ALGORITHMS. Radar ice altimetry, 2016. URL http://icesat4.gsfc.nasa.gov/radar_data/data_processing/gsfcretrackdoc.960725.php. 112

L. Amarouche, E. Thouvenor, B. Chapron, and O. Z. Zanife. A new estimator of the sea state bias using a three frequency radar altimeter. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2001. IGARSS '01. IEEE 2001 International*, volume 6, pages 2510–2512 vol.6, 2001. doi : 10.1109/IGARSS.2001.978073. 110

T. W. K. Armitage, D. J. Wingham, and A. L. Ridout. Meteorological origin of the static crossover pattern present in low-resolution-mode cryosat-2 data over central antarctica. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 11(7) :1295–1299, July 2014. ISSN 1545-598X. doi : 10.1109/LGRS.2013.2292821. 83

R. J. Arthern, D. J. Wingham, and A. L. Ridout. Controls on ers altimeter measurements over ice sheets : Footprint-scale topography, backscatter fluctuations, and the dependence of microwave penetration depth on satellite orientation. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 106(D24) :33471–33484, 2001. ISSN 2156-2202. doi : 10.1029/2001JD000498. URL http://dx.doi.org/10.1029/2001JD000498. 5, 35, 50, 83

J. L. BAMBER. Ice sheet altimeter processing scheme. *International Journal of Remote Sensing*, 15(4) :925–938, 1994. doi : 10.1080/01431169408954125. URL http://dx.doi.org/10.1080/01431169408954125. 34, 36, 111

J. L. Bamber, S. Ekholm, and W. Krabill. The accuracy of satellite radar altimeter data over the greenland ice sheet determined from airborne laser data. *Geophysical Research Letters*, 25(16) :3177–3180, 1998. ISSN 1944-8007. doi : 10.1029/98GL01594. URL http://dx.doi.org/10.1029/98GL01594. 36

J. L. Bamber, J. L. Gomez-Dans, and J. A. Griggs. A new 1 km digital elevation model of the antarctic derived from combined satellite radar and laser data â“ part 1 : Data and methods. *The Cryosphere*, 3(1) :101–111, 2009. doi : 10.5194/tc-3-101-2009. URL http://www.the-cryosphere.net/3/101/2009/. 5

Robin E. Bell, Fausto Ferraccioli, Timothy T. Creyts, David Braaten, Hugh Corr, Indrani Das, Detlef Damaske, Nicholas Frearson, Thomas Jordan, Kathryn Rose, Michael Studinger, and Michael Wolovick. Widespread persistent thickening of the east antarctic ice sheet by freezing from the base. *Science*, 2011. ISSN 0036-8075. doi : 10.1126/science.1200109. URL http://science.sciencemag.org/content/early/2011/03/02/science.1200109. 20

Charles R. Bentley. Antarctic mass balance and sea level change. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 74(50) :585–586, 1993. ISSN 2324-9250. doi : 10.1029/93EO00653. URL http://dx.doi.org/10.1029/93EO00653. 19

Nathaniel L. Bindoff and Trevor J. McDougall. Decadal changes along an indian ocean section at 32s and their interpretation. *Journal of Physical Oceanography*, 30(6) : 1207–1222, 2000. doi : 10.1175/1520-0485(2000)030<1207:DCAAIO>2.0.CO;2. URL http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485(2000)030<1207:DCAAIO>2.0.CO;2. 23

Richard Bintanja. On the glaciological, meteorological, and climatological significance of antarctic blue ice areas. *Reviews of Geophysics*, 37(3) :337–359, 1999. ISSN 1944-9208. doi : 10.1029/1999RG900007. URL http://dx.doi.org/10.1029/1999RG900007. 17

A. C. Brenner, R. A. Blndschadler, R. H. Thomas, and H. J. Zwally. Slope-induced errors in radar altimetry over continental ice sheets. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 88(C3) :1617–1623, 1983. ISSN 2156-2202. doi : 10.1029/JC088iC03p01617. URL http://dx.doi.org/10.1029/JC088iC03p01617. 35, 36

A. C. Brenner, J. P. DiMarzio, and H. J. Zwally. Precision and accuracy of satellite radar and laser altimeter data over the continental ice sheets. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45(2) :321–331, Feb 2007. ISSN 0196-2892. doi : 10.1109/TGRS.2006.887172. 39, 44, 47, 51, 112

Anita C. Brenner, H. Jay Zwally, Charles R. Bentley, Bea M. Csathó, David J. Harding, Michelle A. Hofton, Jean-Bernard Minster, LeeAnne Roberts, and Jack L. Saba. Derivation of Range and Range Distributions From Laser Pulse Waveform Analysis for Surface Elevations, Roughness, Slope, and Vegetation Heights. Version 4.1. Technical report, GSFC, 2012. xx, 40

G. Brown. The average impulse response of a rough surface and its applications. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, 25(1) :67–74, Jan 1977. ISSN 0018-926X. doi : 10.1109/TAP.1977.1141536. 34, 110

L. Brucker, G. Picard, and M. Fily. Snow grain-size profiles deduced from microwave snow emissivities in Antarctica. *Journal of Glaciology*, 56(197) :514–526, August 2010. doi : 10.3189/002214310792447806. URL https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/insu-00554199. 13, 19

E Brun, E Martin, V Simon, C Gendre, and C Coleou. An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, 35 (121) :333–342, 1989. 102

E Brun, P David, M Sudul, and G Brunot. A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, 38(128) : 13–22, 1992. 102

Kelly M. Brunt, Helen A. Fricker, Laurie Padman, Ted A. Scambos, and Shad O'Neel. Mapping the grounding zone of the ross ice shelf, antarctica, using icesat laser altimetry. *Annals of Glaciology*, 51(55) :71–79, 2010. ISSN 0260-3055. doi : doi: 10.3189/172756410791392790. 5

J. L. Bufton. Laser altimetry measurements from aircraft and spacecraft. *Proceedings of the IEEE*, 77(3) :463–477, Mar 1989. ISSN 0018-9219. doi : 10.1109/5.24131. 39

J. L. Bufton, J. E. Robinson, M. D. Femiano, and F. S. Flatow. Satellite laser altimeter for measurement of ice sheet topography. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE-20(4) :544–549, Oct 1982. ISSN 0196-2892. doi : 10.1109/TGRS.1982.350423. 39

L. Carrere, F. Lyard, M. Cancet, and A. Guillot. FES 2014, a new tidal model on the global ocean with enhanced accuracy in shallow seas and in the Arctic region. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, volume 17 of *EGU General Assembly Conference Abstracts*, page 5481, April 2015. 70

Olivier Castelnau. *Modélisation du comportement mécanique de la glace polycristalline par une approche auto-cohérente : application au développement de textures dans les glaces des calottes polaires*. Theses, Université Joseph-Fourier - Grenoble I, February 1996. URL https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00748169. 19

Anny Cazenave and Gonéri Le Cozannet. Sea level rise and its coastal impacts. *Earth's Future*, 2(2) :15–34, 2014. ISSN 2328-4277. doi : 10.1002/2013EF000188. URL http://dx.doi.org/10.1002/2013EF000188. 3

N. Champollion, G. Picard, L. Arnaud, E. Lefebvre, and M. Fily. Hoar crystal development and disappearance at dome c, antarctica : observation by near-infrared photography and passive microwave satellite. *The Cryosphere*, 7(4) :1247–1262, 2013. doi : 10.5194/tc-7-1247-2013. URL http://www.the-cryosphere.net/7/1247/2013/. 5, 13

S. C. Colbeck. Theory of metamorphism of dry snow. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 88(C9) :5475–5482, 1983. ISSN 2156-2202. doi : 10.1029/JC088iC09p05475. URL http://dx.doi.org/10.1029/JC088iC09p05475. 19

W. Colgan, W. Abdalati, M. Citterio, B. Csatho, X. Fettweis, S. Luthcke, G. Moholdt, and M. Stober. Hybrid inventory, gravimetry and altimetry (higa) mass balance product for greenland and the canadian arctic. *The Cryosphere Discussions*, 8 :537–580, 2014. doi : 10.5194/tcd-8-537-2014. URL http://www.the-cryosphere-discuss.net/8/537/2014/. 45

Gonéri Le Cozannet, Manuel Garcin, Marissa Yates, Déborah Idier, and Benoit Meyssignac. Approaches to evaluate the recent impacts of sea-level rise on shoreline changes. *Earth-Science Reviews*, 138 :47 – 60, 2014. ISSN 0012-8252. doi : http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.08.005. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012825214001378. 4

Indrani Das, Ted A. Scambos, Lora S. Koenig, Michiel R. van den Broeke, and Jan T. M. Lenaerts. Extreme wind-ice interaction over recovery ice stream, east antarctica. *Geophysical Research Letters*, 42(19) :8064–8071, 2015. ISSN 1944-8007. doi : 10.1002/2015GL065544. URL http://dx.doi.org/10.1002/2015GL065544. 2015GL065544. 45

C. H. Davis. Surface elevation change of the greenland ice sheet from an analysis of seasat and geosat altimeter data. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 1994. IGARSS '94. Surface and Atmospheric Remote Sensing : Technologies, Data Analysis and Interpretation., International*, volume 4, pages 2394–2397 vol.4, Aug 1994. doi : 10.1109/IGARSS.1994.399748. 5

C. H. Davis. Growth of the greenland ice sheet : a performance assessment of altimeter retracking algorithms. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 33(5) : 1108–1116, Sep 1995. ISSN 0196-2892. doi : 10.1109/36.469474. 111

C. H. Davis. Comparison of ice-sheet satellite altimeter retracking algorithms. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 34(1) :229–236, Jan 1996. ISSN 0196-2892. doi : 10.1109/36.481907. 51

C. H. Davis. A robust threshold retracking algorithm for measuring ice-sheet surface elevation change from satellite radar altimeters. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 35(4) :974–979, Jul 1997. ISSN 0196-2892. doi : 10.1109/36.602540. 50, 100, 111

C. H. Davis and A. C. Ferguson. Elevation change of the antarctic ice sheet, 1995-2000, from ers-2 satellite radar altimetry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42(11) :2437–2445, Nov 2004. ISSN 0196-2892. doi : 10.1109/TGRS.2004.836789. 5

C. H. Davis and V. I. Poznyak. The depth of penetration in antarctic firn at 10 ghz. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 31(5) :1107–1111, Sep 1993. ISSN 0196-2892. doi : 10.1109/36.263784. 5

X. Deng, W. E. Featherstone, C. Hwang, and P. A. M. Berry. Estimation of contamination of ers-2 and poseidon satellite radar altimetry close to the coasts of australia. *Marine Geodesy*, 25(4) :249–271, 2002. doi : 10.1080/01490410214990. URL http://dx.doi.org/10.1080/01490410214990. xxiii, 111, 112

Mark A. Fahnestock, Ted A. Scambos, Christopher A. Shuman, Robert J. Arthern, Dale P. Winebrenner, and Ron Kwok. Snow megadune fields on the east antarctic plateau : Extreme atmosphere-ice interaction. *Geophysical Research Letters*, 27(22) :3719–3722, 2000. ISSN 1944-8007. doi : 10.1029/1999GL011248. URL http://dx.doi.org/10.1029/1999GL011248. 17

Sinead L. Farrell, Thorsten Markus, Ron Kwok, and Laurence Connor. Laser altimetry sampling strategies over sea ice. *Annals of Glaciology*, 52(57) :69–76, 2011. ISSN 0260-3055. doi : doi:10.3189/172756411795931660. 104

L. Favier, G. Durand, S. L. Cornford, G. H. Gudmundsson, O. Gagliardini, F. Gillet-Chaulet, T. Zwinger, A. J. Payne, and A. M. Le Brocq. Retreat of pine island glacier controlled by marine ice-sheet instability. *Nature Clim. Change*, 4(2) :117–121, 1 2014. ISSN 1758-6798. doi : http://dx.doi.org/10.1038/nclimate2094. 12

P. Femenias, F. Remy, R. Raizonville, and J. F. Minster. Analysis of satellite-altimeter height measurements above continental ice sheets. *Journal of Glaciology*, 39(133) : 591–600, 1993. ISSN 0022-1430. doi : doi:10.3198/1993JoG39-133-591-600. 5

Thomas Flament and Frédérique Rémy. Dynamic thinning of Antarctic glaciers from along-track repeat radar altimetry. *Journal of Glaciology*, 58(211) :830–840, 2012. doi : 10.3189/2012JoG11J118. URL https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00743201. xx, 5, 15, 20, 23, 24, 38, 91

H. Fréville, E. Brun, G. Picard, N. Tatarinova, L. Arnaud, C. Lanconelli, C. Reijmer, and M. van den Broeke. Using modis land surface temperatures and the crocus snow model to understand the warm bias of era-interim reanalyses at the surface in antarctica. *The Cryosphere*, 8(4) :1361–1373, 2014a. doi : 10.5194/tc-8-1361-2014. URL http://www.the-cryosphere.net/8/1361/2014/. 85

H. Fréville, E. Brun, G. Picard, N. Tatarinova, L. Arnaud, C. Lanconelli, C. Reijmer, and M. van den Broeke. Corrigendum to "using modis land surface temperatures and the crocus snow model to understand the warm bias of era-interim reanalyses at the surface in antarctica" published in the cryosphere, 8, 1361â“1373, 2014. *The Cryosphere*, 8(4) : 1623–1623, 2014b. doi : 10.5194/tc-8-1623-2014. URL http://www.the-cryosphere.net/8/1623/2014/. 85

M. Frezzotti, S. Gandolfi, and S. Urbini. Snow megadunes in antarctica : Sedimentary structure and genesis. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 107(D18) : ACL 1–1–ACL 1–12, 2002a. ISSN 2156-2202. doi : 10.1029/2001JD000673. URL http://dx.doi.org/10.1029/2001JD000673. 4344. xix, 16, 17, 18

Massimo Frezzotti, Stefano Gandolfi, Floriana La Marca, and Stefano Urbini. Snow dunes and glazed surfaces in antarctica : New field and remote-sensing data. *Annals of Glaciology*, 34 :81–88, 2002b. ISSN 0260-3055. 16, 17

H. A. Fricker, A. Borsa, B. Minster, C. Carabajal, K. Quinn, and B. Bills. Assessment of icesat performance at the salar de uyuni, bolivia. *Geophysical Research Letters*, 32(21), Sep 2005. doi : 10.1029/2005gl023423. URL <GotoISI>://WOS:000231827700001. n/a. 45

Helen Amanda Fricker and Laurie Padman. Tides on filchner-ronne ice shelf from ers radar altimetry. *Geophysical Research Letters*, 29(12) :60–1–60–4, 2002. ISSN 1944-8007. doi : 10.1029/2001GL014175. URL http://dx.doi.org/10.1029/2001GL014175. 41

Helen Amanda Fricker and Laurie Padman. Ice shelf grounding zone structure from icesat laser altimetry. *Geophysical Research Letters*, 33(15) :n/a–n/a, 2006. ISSN 1944-8007. doi : 10.1029/2006GL026907. URL http://dx.doi.org/10.1029/2006GL026907. L15502. 5

Helen Amanda Fricker and Laurie Padman. Thirty years of elevation change on antarctic peninsula ice shelves from multimission satellite radar altimetry. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 117(C2) :n/a–n/a, 2012. ISSN 2156-2202. doi : 10.1029/2011JC007126. URL http://dx.doi.org/10.1029/2011JC007126. C02026. 5

Helen Amanda Fricker, Ted Scambos, Robert Bindschadler, and Laurie Padman. An active subglacial water system in west antarctica mapped from space. *Science*, 2007. ISSN 0036-8075. doi : 10.1126/science.1136897. URL http://science.sciencemag.org/content/early/2007/02/15/science.1136897. 5

S. Fujita, P. Holmlund, I. Andersson, I. Brown, H. Enomoto, Y. Fujii, K. Fujita, K. Fukui, T. Furukawa, M. Hansson, K. Hara, Y. Hoshina, M. Igarashi, Y. Iizuka, S. Imura, S. Ingvander, T. Karlin, H. Motoyama, F. Nakazawa, H. Oerter, L. E. Sjöberg, S. Sugiyama, S. Surdyk, J. Ström, R. Uemura, and F. Wilhelms. Spatial and temporal variability of snow accumulation rate on the east antarctic ice divide between dome fuji and epica dml. *The Cryosphere*, 5(4) :1057–1081, 2011. doi : 10.5194/tc-5-1057-2011. URL http://www.the-cryosphere.net/5/1057/2011/. 19

Teruo FURUKAWA, Kokichi KAMIYAMA, and Hideo MAENO. Snow surface features along the traverse route from the coast to dome fuji station, queen maud land, antarctica. *Proceedings of the NIPR Symposium on Polar Meteorology and Glaciology*, 10 :13–24, sep 1996. ISSN 09142037. URL http://ci.nii.ac.jp/naid/110001026012/en/. 17

C. S. Gardner. Target signatures for laser altimeters - An analysis. , 21 :448–453, February 1982. doi : 10.1364/AO.21.000448. 39

C. S. Gardner. Ranging performance of satellite laser altimeters. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 30(5) :1061–1072, Sep 1992. ISSN 0196-2892. doi : 10.1109/36.175341. 39

Christophe Genthon, Michel Fily, and Eric Martin. Numerical simulations of greenland snowpack and comparison with passive microwave spectral signatures. *Annals of Glaciology*, 32(1) :109–115, 2001. ISSN 0260-3055. doi : doi:10.3189/172756401781819094. 85

N. F. Glasser, S. J. A. Jennings, M. J. Hambrey, and B. Hubbard. Origin and dynamic significance of longitudinal structures ("flow stripes") in the Antarctic Ice Sheet. *Earth Surface Dynamics*, 3 :239–249, April 2015. doi : 10.5194/esurf-3-239-2015. 19

N.F. Glasser and T.A. Scambos. A structural glaciological analysis of the 2002 larsen b ice-shelf collapse. *Journal of Glaciology*, 54(184) :3–16, 2008. ISSN 0022-1430. doi : doi:10.3189/002214308784409017. 4, 12, 22

Ian D. Goodwin. Snow accumulation and surface topography in the katabatic zone of eastern wilkes land, antarctica. *Antarctic Science*, 2 :235–242, 1990. ISSN 1365-2079. doi : 10.1017/S0954102090000323. URL http://journals.cambridge.org/article_S0954102090000323. 16, 19

J. S. Greenbaum, D. D. Blankenship, D. A. Young, T. G. Richter, J. L. Roberts, A. R. A. Aitken, B. Legresy, D. M. Schroeder, R. C. Warner, T. D. van Ommen, and M. J. Siegert. Ocean access to a cavity beneath totten glacier in east antarctica. *Nature Geosci*, 8(4) :294–298, Apr 2015. ISSN 1752-0894. URL http://dx.doi.org/10.1038/ngeo2388. Letter. 23

G. Hilmar Gudmundsson, Charles F. Raymond, and Robert Bindschadler. The origin and longevity of flow stripes on antarctic ice streams. *Annals of Glaciology*, 27(1) : 145–152, 1998. ISSN 0260-3055. doi : doi:10.3198/1998AoG27-1-145-152. 19

B. C. Gunter, O. Didova, R. E. M. Riva, S. R. M. Ligtenberg, J. T. M. Lenaerts, M. A. King, M. R. van den Broeke, and T. Urban. Empirical estimation of present-day antarctic glacial isostatic adjustment and ice mass change. *The Cryosphere*, 8(2) :743–760, 2014. doi : 10.5194/tc-8-743-2014. URL http://www.the-cryosphere.net/8/743/2014/. 19

Christopher Harig and Frederik J. Simons. Accelerated west antarctic ice mass loss continues to outpace east antarctic gains. *Earth and Planetary Science Letters*, 415 : 134 – 141, 2015. ISSN 0012-821X. doi : http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2015.01.029. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X15000564. 4

G. Hayne. Radar altimeter mean return waveforms from near-normal-incidence ocean surface scattering. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, 28(5) :687–692, Sep 1980. ISSN 0018-926X. doi : 10.1109/TAP.1980.1142398. 34, 110

Veit Helm, Angelika Humbert, and Heinrich Miller. Elevation and elevation change of greenland and antarctica derived from cryosat-2. *The Cryosphere*, 8(4) :1539–1559, 2014. doi : 10.5194/tc-8-1539-2014. URL http://www.the-cryosphere.net/8/1539/2014/. 43, 100

Stefan Hendricks, Robert Ricker, Veit Helm, Christian Haas, Henriette Skourup, Andreas Herber, Sandra Schwegmann, Rüdiger Gerdes, and Malcom Davidson. Cryosat-2 sea-ice freeboard and thickness. In *ESA Living Planet Symposium*, September 2013. 43

U. C. Herzfeld. An atlas of antarctica north of 72.1degreess from geosat radar altimeter data. *International Journal of Remote Sensing*, 20(2) :241–258, 1999. doi : 10.1080/014311699213424. URL http://dx.doi.org/10.1080/014311699213424. 5

P. R. Holland, A. Brisbourne, H. F. J. Corr, D. McGrath, K. Purdon, J. Paden, H. A. Fricker, F. S. Paolo, and A. H. Fleming. Oceanic and atmospheric forcing of larsen c ice-shelf thinning. *The Cryosphere*, 9(3) :1005–1024, 2015. doi : 10.5194/tc-9-1005-2015. URL http://www.the-cryosphere.net/9/1005/2015/. 45

T. O. Holt, N. F. Glasser, D. J. Quincey, and M. R. Siegfried. Speedup and fracturing of george vi ice shelf, antarctic peninsula. *The Cryosphere*, 7(3) :797–816, 2013. doi : 10.5194/tc-7-797-2013. URL http://www.the-cryosphere.net/7/797/2013/. 4

R. T. W. L. Hurkmans, J. L. Bamber, and J. A. Griggs. Brief communication "importance of slope-induced error correction in volume change estimates from radar altimetry". *The Cryosphere*, 6(2) :447–451, 2012. doi : 10.5194/tc-6-447-2012. URL http://www.the-cryosphere.net/6/447/2012/. xx, 35, 36

Cheinway Hwang, Jinyun Guo, Xiaoli Deng, Hsin-Ying Hsu, and Yuting Liu. Coastal gravity anomalies from retracked geosat/gm altimetry : Improvement, limitation and the role of airborne gravity data. *Journal of Geodesy*, 80(4) :204–216, 2006. ISSN 1432-1394. doi : 10.1007/s00190-006-0052-x. URL http://dx.doi.org/10.1007/s00190-006-0052-x. 111

ERIK R. IVINS and THOMAS S. JAMES. Antarctic glacial isostatic adjustment : a new assessment. *Antarctic Science*, 17 :541–553, 2005. ISSN 1365-2079. doi : 10.1017/S0954102005002968. URL http://journals.cambridge.org/article_S0954102005002968. 19

D. Jansen, A. J. Luckman, A. Cook, S. Bevan, B. Kulessa, B. Hubbard, and P. R. Holland. Brief communication : Newly developing rift in larsen c ice shelf presents significant risk to stability. *The Cryosphere*, 9(3) :1223–1227, 2015. doi : 10.5194/tc-9-1223-2015. URL http://www.the-cryosphere.net/9/1223/2015/. 4, 22

I. Joughin and R. B. Alley. Stability of the West Antarctic ice sheet in a warming world. *Nature Geoscience*, 4 :506–513, August 2011. doi : 10.1038/ngeo1194. 12

Ian Joughin, Benjamin E. Smith, and Brooke Medley. Marine ice sheet collapse potentially under way for the thwaites glacier basin, west antarctica. *Science*, 344(6185) :735–738, 2014. ISSN 0036-8075. doi : 10.1126/science.1249055. URL http://science.sciencemag.org/content/344/6185/735. 20

A. Khazendar, M. P. Schodlok, I. Fenty, S. R. M. Ligtenberg, E. Rignot, and M. R. van den Broeke. Observed thinning of totten glacier is linked to coastal polynya variability. *Nat Commun*, 4, Dec 2013. URL http://dx.doi.org/10.1038/ncomms3857. 23

A Khazendar, CP Borstad, B Scheuchl, E Rignot, and H Seroussi. The evolving instability of the remnant larsen b ice shelf and its tributary glaciers. *Earth and Planetary Science Letters*, 419 :199–210, 2015. doi : 10.1016/j.epsl.2015.03.014. 4

G. Krinner, O. Magand, I. Simmonds, C. Genthon, and J. L. Dufresne. Simulated antarctic precipitation and surface mass balance at the end of the twentieth and twenty-first centuries. *Climate Dynamics*, 28(2) :215–230, 2007. ISSN 1432-0894. doi : 10.1007/s00382-006-0177-x. URL http://dx.doi.org/10.1007/s00382-006-0177-x. 12

P. Lacroix, B. Legresy, F. Remy, F. Blarel, G. Picard, and L. Brucker. Rapid change of snow surface properties at vostok, east antarctica, revealed by altimetry and radiometry. *Remote Sensing of Environment*, 113(12) :2633 – 2641, 2009. ISSN 0034-4257.

doi : http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2009.07.019. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425709002417. 5

Pascal Lacroix. *On the use of radar altimetry to study the snow of the Antarctic ice-sheet*. Theses, Université Paul Sabatier - Toulouse III, October 2007. URL https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00216105. 37, 90, 94

Pascal Lacroix, Monique Dechambre, Benoît Legrésy, Fabien Blarel, and Frédérique Rémy. On the use of the dual-frequency ENVISAT altimeter to determine snowpack properties of the Antarctic ice sheet. *Remote Sensing of Environment*, 112(4) :1712–1729, 2008. doi : 10.1016/j.rse.2007.08.022. URL https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00288131. xxii, 19, 80, 102, 103

Pierre Lacroix, B. Legresy, R. Coleman, M. Dechambre, and F. Remy. Dual-frequency altimeter signal from Envisat on the Amery ice-shelf. *Remote Sensing of Environment*, 109(3) :285–294, 2007. URL https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00402155. 0034-4257. 80

Fabrice Lambert, Barbara Delmonte, Jean-Robert Petit, Matthias Bigler, Patrik R Kaufmann, Manuel A Hutterli, Thomas F Stocker, Urs Ruth, J ?rgen Peder Steffensen, and Valter Maggi. Dust record from the EPICA Dome C ice core, Antarctica, covering 0 to 800 kyr BP, 2008. URL https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.695995. Supplement to : Lambert, Fabrice ; Delmonte, Barbara ; Petit, Jean-Robert ; Bigler, Matthias ; Kaufmann, Patrik R ; Hutterli, Manuel A ; Stocker, Thomas F ; Ruth, Urs ; Steffensen, J ?rgen Peder ; Maggi, Valter (2008) : Dust-climate couplings over the past 800,000 years from the EPICA Dome C ice core. Nature, 452, 616-619, doi :10.1038/nature06763. 13

S. LAXON. Sea ice altimeter processing scheme at the eodc. *International Journal of Remote Sensing*, 15(4) :915–924, 1994. doi : 10.1080/01431169408954124. URL http://dx.doi.org/10.1080/01431169408954124. 34, 61

Anne Le Brocq, Neil Ross, Jennifer Griggs, Robert Bingham, Hugh F. J. Corr, F Ferraccioli, Adrian Jenkins, Tom Jordan, Anthony Payne, David Rippin, and M. J. Siegert. Evidence from ice shelves for channelized meltwater flow beneath the antarctic ice sheet. *Nature Geoscience*, 6(11) :945–948, 11 2013. ISSN 1752-0894. doi : 10.1038/NGEO1977. 22

C. Le Provost, F. Lyard, J. M. Molines, M. L. Genco, and F. Rabilloud. A hydrodynamic ocean tide model improved by assimilating a satellite altimeter-derived data set. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 103(C3) :5513–5529, 1998. ISSN 2156-2202. doi : 10.1029/97JC01733. URL http://dx.doi.org/10.1029/97JC01733. 70

B. Legresy, F. Papa, F. Remy, G. Vinay, M. van den Bosch, and O. Z. Zanife. ENVISAT radar altimeter measurements over continental surfaces and ice caps using the ICE-2 retracking algorithm. *Remote Sensing of Environment*, 95 :150–163, 2005. ISSN 0034-4257. doi : 10.1016/j.rse.2004.11.018. URL http://www.documentation.ird.fr/hor/{PAR}00000611. 34, 80, 86

Beno^t Legresy and Frederique Remy. Altimetric observations of surface characteristics of the antarctic ice sheet. *Journal of Glaciology*, 43(144) :265–275, 1997. ISSN 0022-1430. doi : doi:10.3198/1997JoG43-144-265-275. 35, 41

Beno^t Legresy and FreDerique Remy. Using the temporal variability of satellite radar altimetric observations to map surface properties of the antarctic ice sheet. *Journal of Glaciology*, 44(147) :197–206, 1998. ISSN 0022-1430. doi : doi:10.3198/1998JoG44-147-197-206. 5, 37, 50

Benoît Legresy, Frédérique Remy, and Philippe Schaeffer. Different ers altimeter measurements between ascending and descending tracks caused by wind induced features over ice sheets. *Geophysical Research Letters*, 26(15) :2231–2234, 1999. ISSN 1944-8007. doi : 10.1029/1999GL900531. URL http://dx.doi.org/10.1029/1999GL900531. 83

Nicolas Lemarquand, Nicolas Baghdadi, and Jean-Stéphane Bailly. Etude de la précision du satellite lidar glas-icesat pour l'altimétrie des eaux continentales. *Revue Frande Photogrammétrie et de Télédétection*, 2, 2011 2011. URL http://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00599266/. 45

Lydie Lescarmontier, Benoît Legrésy, R. Coleman, Felix Perosanz, Clément Mayet, and Laurent Testut. Vibrations of Mertz Glacier ice tongue, East Antarctica. *Journal of Glaciology*, 58(210) :665–676, August 2012. URL https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00798727. 22

S. B. Luthcke, D. D. Rowlands, T. A. Williams, and M. Sirota. Reduction of icesat systematic geolocation errors and the impact on ice sheet elevation change detection. *Geophysical Research Letters*, 32(21) :n/a–n/a, 2005. ISSN 1944-8007. doi : 10.1029/2005GL023689. URL http://dx.doi.org/10.1029/2005GL023689. L21S05. 31

D. Luthi, M. Le Floch, B. Bereiter, T. Blunier, JM. Barnola, U. Siegenthaler, D. Raynaud, J. Jouzel, H. Fischer, K. Kawamura, and T.F Stocker. High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. *Nature*, 453 :379–382, 2008. doi : doi:10.1038/nature06949. 13

Douglas R. MacAyeal, Marianne H. Okal, Jonathan E. Thom, Kelly M. Brunt, Young-Jin Kim, and Andrew K. Bliss. Tabular iceberg collisions within the coastal regime. *Journal of Glaciology*, 54(185) :371–386, 2008. ISSN 0022-1430. doi : doi:10.3189/002214308784886180. 22

A. Mahesh, J. D. Spinhirne, D. P. Duda, and E. W. Eloranta. Atmospheric multiple scattering effects on glas altimetry. ii. analysis of expected errors in antarctic altitude measurements. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40(11) :2353–2362, Nov 2002. ISSN 0196-2892. doi : 10.1109/TGRS.2002.803849. 40

Claire Maraldi. *Modélisation de la dynamique barotrope de l'océan Indien Austral : application à l'altimétrie*. Theses, Université de Toulouse, 2008. 70

Claire Maraldi, Benjamin Galton-Fenzi, Florent Lyard, Laurent Testut, and Richard Coleman. Barotropic tides of the southern indian ocean and the amery ice shelf cavity. *Geophysical Research Letters*, 34(18) :n/a–n/a, 2007. ISSN 1944-8007. doi :

10.1029/2007GL030900. URL http://dx.doi.org/10.1029/2007GL030900. L18602. 70

Seelye Martin. *An introduction to ocean remote sensing /*. Cambridge University Press,, Cambridge ;, 2nd ed. edition, 2014. xxii, 105

Thomas V. Martin, H. Jay Zwally, Anita C. Brenner, and Robert A. Bindschadler. Analysis and retracking of continental ice sheet radar altimeter waveforms. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 88(C3) :1608–1616, 1983. ISSN 2156-2202. doi : 10.1029/JC088iC03p01608. URL http://dx.doi.org/10.1029/JC088iC03p01608. 35

Matthew McGill, Thorsten Markus, V. Stanley Scott, and Thomas Neumann. The multiple altimeter beam experimental lidar (mabel) : An airborne simulator for the icesat-2 mission. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 30(2) :345–352, 2013. doi : 10.1175/JTECH-D-12-00076.1. URL http://dx.doi.org/10.1175/JTECH-D-12-00076.1. 104

Malcolm McMillan, Andrew Shepherd, Aud Sundal, Kate Briggs, Alan Muir, Andrew Ridout, Anna Hogg, and Duncan Wingham. Increased ice losses from antarctica detected by cryosat-2. *Geophysical Research Letters*, 41(11) :3899–3905, 2014. ISSN 1944-8007. doi : 10.1002/2014GL060111. URL http://dx.doi.org/10.1002/2014GL060111. 2014GL060111. 23, 43, 91

Aurélie Michel, Thomas Flament, and Frédérique Rémy. Study of the penetration bias of envisat altimeter observations over antarctica in comparison to icesat observations. *Remote Sensing*, 6(10) :9412, 2014. ISSN 2072-4292. doi : 10.3390/rs6109412. URL http://www.mdpi.com/2072-4292/6/10/9412. 47, 50, 115

A. Mémin, T. Flament, B. Alizier, C. Watson, and F. Rémy. Interannual variation of the antarctic ice sheet from a combined analysis of satellite gravimetry and altimetry data. *Earth and Planetary Science Letters*, 422 :150 – 156, 2015. ISSN 0012-821X. doi : http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2015.03.045. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X15001946. 15, 43

Robert J. Nicholls and Anny Cazenave. Sea-level rise and its impact on coastal zones. *Science*, 328(5985) :1517–1520, 2010. ISSN 0036-8075. doi : 10.1126/science.1185782. URL http://science.sciencemag.org/content/328/5985/1517. 4

Annabelle Ollivier. *Nouvelle approche pour l'extraction de paramètres géophysiques des mesures en altimétrie radar*. Theses, Institut National Polytechnique de Grenoble - INPG, March 2006. URL https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00204475. xxiii, 31, 109

Jonathan T. Overpeck, Bette L. Otto-Bliesner, Gifford H. Miller, Daniel R. Muhs, Richard B. Alley, and Jeffrey T. Kiehl. Paleoclimatic evidence for future ice-sheet instability and rapid sea-level rise. *Science*, 311(5768) :1747–1750, 2006. ISSN 0036-8075. doi : 10.1126/science.1115159. URL http://science.sciencemag.org/content/311/5768/1747. 12

Fernando S. Paolo, Helen A. Fricker, and Laurie Padman. Constructing improved decadal records of antarctic ice shelf height change from multiple satellite radar altimeters. *Remote Sensing of Environment*, 177 :192–205, 2016/5 2016. doi : 10.1016/j.rse.2016.01.026. n/a. 41

F. Parrenin, R. Hindmarsh, and F. Remy. Analytical solutions for the effect of topography, accumulation rate and lateral flow divergence on isochrone layer geometry. *Journal of Glaciology*, 52(177) :191 à 201, 2006. doi : 10.3189/172756506781828728. URL https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/insu-00375735. 13

F. Parrenin, J.-M. Barnola, J. Beer, T. Blunier, E. Castellano, J. Chappellaz, G. Dreyfus, H. Fischer, S. Fujita, J. Jouzel, K. Kawamura, B. Lemieux-Dudon, L. Loulergue, V. Masson-Delmotte, B. Narcisi, J.-R. Petit, G. Raisbeck, D. Raynaud, U. Ruth, J. Schwander, M. Severi, R. Spahni, J. P. Steffensen, A. Svensson, R. Udisti, C. Waelbroeck, and E. Wolff. The edc3 chronology for the epica dome c ice core. *Climate of the Past*, 3(3) :485–497, 2007. doi : 10.5194/cp-3-485-2007. URL http://www.clim-past.net/3/485/2007/. 13

Frank Pattyn. Antarctic subglacial conditions inferred from a hybrid ice sheet/ice stream model. *Earth and Planetary Science Letters*, 295(3–4) :451 – 461, 2010. ISSN 0012-821X. doi : http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2010.04.025. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X10002712. 20

W. R. Peltier. *Global glacial isostatic adjustment and modern instrumental records of relative sea level history*, volume 75 of *International Geophysics*. Elsevier, sea level rise - history and consequences edition, 2001. ISBN 9780122213458. doi : 10.1016/S0074-6142(01)80007-3. 19

G. Picard, M. Fily, and H. Gallee. Surface melting derived from microwave radiometers : a climatic indicator in antarctica. *Annals of Glaciology*, 46(1) :29–34, 2007. ISSN 0260-3055. doi : doi:10.3189/172756407782871684. 18

G. Picard, F. Domine, G. Krinner, L. Arnaud, and E. Lefebvre. Inhibition of the positive snow-albedo feedback by precipitation in interior Antarctica. *Nature Climate Change*, 2 :795–798, November 2012. doi : 10.1038/nclimate1590. 19

Pierre Prandi, Sabine Philipps, Vincent Pignot, and Nicolas Picot. Saral/altika global statistical assessment and cross-calibration with jason-2. *Marine Geodesy*, 38(sup1) : 297–312, 2015. doi : 10.1080/01490419.2014.995840. URL http://dx.doi.org/10.1080/01490419.2014.995840. 57

H. D. Pritchard, S. R. M. Ligtenberg, H. A. Fricker, D. G. Vaughan, M. R. van den Broeke, and L. Padman. Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves. *Nature*, 484(7395) :502–505, Apr 2012. ISSN 0028-0836. doi : 10.1038/nature10968. URL http://dx.doi.org/10.1038/nature10968. 23

Hamish D. Pritchard, Robert J. Arthern, David G. Vaughan, and Laura A. Edwards. Extensive dynamic thinning on the margins of the Greenland and Antarctic ice sheets. *Nature*, 461(7266) :971–975, September 2009. ISSN 0028-0836. doi : 10.1038/nature08471. URL http://dx.doi.org/10.1038/nature08471. xx, 12, 22, 45

H.D. Pritchard, S.B. Luthcke, and A.H. Fleming. Understanding ice-sheet mass balance : progress in satellite altimetry and gravimetry. *Journal of Glaciology*, 56(200) :1151–1161, 2010. ISSN 0022-1430. doi : doi:10.3189/002214311796406194. 5

G. Ramillien, A. Lombard, A. Cazenave, E.R. Ivins, M. Llubes, F. Remy, and R. Biancale. Interannual variations of the mass balance of the Antarctica and Greenland ice sheets from GRACE. *Global and Planetary Change*, 53 :198–208, 2006. URL https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00280251. 4

R. D. Ray. Precise comparisons of bottom-pressure and altimetric ocean tides. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 118(9) :4570–4584, 2013. ISSN 2169-9291. doi : 10.1002/jgrc.20336. URL http://dx.doi.org/10.1002/jgrc.20336. 69

F. Remy, P. Mazzega, S. Houry, C. Brossier, and J.F. Minster. Mapping of the topography of continental ice by inversion of satellite-altimeter data. *Journal of Glaciology*, 35 (119) :98–107, 1989. ISSN 0022-1430. doi : doi:10.3198/1989JoG35-119-98-107. 36

F. Remy, M. Ledroit, and J. F. Minster. Katabatic wind intensity and direction over antarctica derived from scatterometer data. *Geophysical Research Letters*, 19(10) : 1021–1024, 1992. ISSN 1944-8007. doi : 10.1029/92GL00970. URL http://dx.doi.org/10.1029/92GL00970. 16

F. Rémy, L. Testut, and B. Legresy. Topographie des calottes polaires par altimétrie satellite. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 330 :457–467, April 2000. doi : 10.1016/S1251-8050(00)00176-2. 15, 41

F. Remy, B. Legresy, and J. Benveniste. On the azimuthally anisotropy effects of polarization for altimetric measurements. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44(11) :3289–3296, Nov 2006. ISSN 0196-2892. doi : 10.1109/TGRS.2006.878444. 6, 19, 84

F. Remy, T. Flament, F. Blarel, and J. Benveniste. Radar altimetry measurements over antarctic ice sheet : A focus on antenna polarization and change in backscatter problems. *Advances in Space Research*, 50(8) :998–1006, 2012. doi : 10.1016/j.asr.2012.04.003. URL https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00979749. xx, 6, 37, 83, 84

Cecilia Richardson and Per Holmlund. Spatial variability at shallow snow-layer depths in central dronning maud land, east antarctica. *Annals of Glaciology*, 29(1) :10–16, 1999. ISSN 0260-3055. doi : doi:10.3189/172756499781820905. 13

J. K. RIDLEY and K. C. PARTINGTON. A model of satellite radar altimeter return from ice sheets. *International Journal of Remote Sensing*, 9(4) :601–624, 1988. doi : 10.1080/01431168808954881. URL http://dx.doi.org/10.1080/01431168808954881. 35, 37

Jeff K. Ridley, Wyn Cudlip, and Seymour W. Laxon. Identification of subglacial lakes using ers-1 radar altimeter. *Journal of Glaciology*, 39(133) :625–634, 1993. ISSN 0022-1430. doi : doi:10.3198/1993JoG39-133-625-634. 5

E. Rignot, J. Mouginot, and B. Scheuchl. Ice flow of the antarctic ice sheet. *Science*, 333(6048) :1427–1430, 2011a. ISSN 0036-8075. doi : 10.1126/science.1208336. URL http://science.sciencemag.org/content/333/6048/1427. 20

E. Rignot, J. Mouginot, and B. Scheuchl. Antarctic grounding line mapping from differential satellite radar interferometry. *Geophysical Research Letters*, 38(10) :n/a–n/a, 2011b. ISSN 1944-8007. doi : 10.1029/2011GL047109. URL http://dx.doi.org/10.1029/2011GL047109. L10504. xix, 20, 21

E. Rignot, J. Mouginot, M. Morlighem, H. Seroussi, and B. Scheuchl. Widespread, rapid grounding line retreat of pine island, thwaites, smith, and kohler glaciers, west antarctica, from 1992 to 2011. *Geophysical Research Letters*, 41(10) :3502–3509, 2014. ISSN 1944-8007. doi : 10.1002/2014GL060140. URL http://dx.doi.org/10.1002/2014GL060140. xix, 20, 22

Eric Rignot and Stanley S. Jacobs. Rapid bottom melting widespread near antarctic ice sheet grounding lines. *Science*, 296(5575) :2020–2023, 2002. ISSN 0036-8075. doi : 10.1126/science.1070942. URL http://science.sciencemag.org/content/296/5575/2020. 4

Catherine Ritz, Vincent Rommelaere, and Christophe Dumas. Modeling the evolution of antarctic ice sheet over the last 420,000 years : Implications for altitude changes in the vostok region. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 106(D23) :31943–31964, 2001. ISSN 2156-2202. doi : 10.1029/2001JD900232. URL http://dx.doi.org/10.1029/2001JD900232. 20

Riccardo E.M. Riva, Brian C. Gunter, Timothy J. Urban, Bert L.A. Vermeersen, Roderik C. Lindenbergh, Michiel M. Helsen, Jonathan L. Bamber, Roderik S.W. van de Wal, Michiel R. van den Broeke, and Bob E. Schutz. Glacial isostatic adjustment over antarctica from combined {ICESat} and {GRACE} satellite data. *Earth and Planetary Science Letters*, 288(3–4) :516 – 523, 2009. ISSN 0012-821X. doi : http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2009.10.013. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X09006128. 5, 19

Frédérique Rémy. Introduction à l'atelier altimétrie et glaciologie 6ème édition, 06 2016. URL http://www.aviso.altimetry.fr/en/user-corner/science-teams/atelier-altimetrie-et-glaciologie.html. 79

Frédérique Rémy and Soazig Parouty. Antarctic ice sheet and radar altimetry : A review. *Remote Sensing*, 1(4) :1212, 2009. ISSN 2072-4292. doi : 10.3390/rs1041212. URL http://www.mdpi.com/2072-4292/1/4/1212. xix, 4, 19, 20, 21, 37

Frédérique Rémy, Philippe Shaeffer, and Benoît Legrésy. Ice flow physical processes derived from the ers-1 high-resolution map of the antarctica and greenland ice sheets. *Geophysical Journal International*, 139(3) :645–656, 1999. ISSN 1365-246X. doi : 10.1046/j.1365-246x.1999.00964.x. URL http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-246x.1999.00964.x. 36, 41

Frédérique Rémy, Thomas Flament, Aurélie Michel, and Jacques Verron. Ice sheet survey over antarctica using satellite altimetry : Ers-2, envisat, saral/altika, the key importance of continuous observations along the same repeat orbit. *International Journal of Remote Sensing*, 35(14) :5497–5512, 2014. doi : 10.1080/01431161.2014.926419. URL http://dx.doi.org/10.1080/01431161.2014.926419. 6, 43, 57, 83

Frédérique Rémy, Thomas Flament, Aurélie Michel, and Denis Blumstein. Envisat and saral/altika observations of the antarctic ice sheet : A comparison between the ku-band and ka-band. *Marine Geodesy*, 38(sup1) :510–521, 2015. doi : 10.1080/01490419.2014.985347. URL http://dx.doi.org/10.1080/01490419.2014.985347. 6, 77, 79, 80, 83, 84, 90, 102

S. Roemer, B. Legresy, M. Horwath, and R. Dietrich. Refined analysis of radar altimetry data applied to the region of the subglacial Lake Vostok/Antarctica. *Remote Sensing of Environment*, 106 :269–284, 2007. URL https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00280177. 5

H. Rott, Wolfgang Rack, T. Nagler, and P. Skvarca. Climatically induced retreat and collapse of northern larsen ice shelf, antarctic peninsula. *Annals of Glaciology*, 27 : 86–92, 1998. 22

T. A. Scambos, J. A. Bohlander, C. A. Shuman, and P. Skvarca. Glacier acceleration and thinning after ice shelf collapse in the larsen b embayment, antarctica. *Geophysical Research Letters*, 31(18) :n/a–n/a, 2004. ISSN 1944-8007. doi : 10.1029/2004GL020670. URL http://dx.doi.org/10.1029/2004GL020670. L18402. 5, 22

T. A. Scambos, E. Berthier, T. Haran, C. A. Shuman, A. J. Cook, S. R. M. Ligtenberg, and J. Bohlander. Detailed ice loss pattern in the northern antarctic peninsula : widespread decline driven by ice front retreats. *The Cryosphere*, 8(6) :2135–2145, 2014. doi : 10.5194/tc-8-2135-2014. URL http://www.the-cryosphere.net/8/2135/2014/. 23

T.A. Scambos, M. Frezzotti, T. Haran, J. Bohlander, J.T.M. Lenaerts, M.R. Van Den Broeke, K. Jezek, D. Long, S. Urbini, K. Farness, T. Neumann, M. Albert, and J.-G. Winther. Extent of low-accumulation 'wind glaze' areas on the east antarctic plateau : implications for continental ice mass balance. *Journal of Glaciology*, 58(210) : 633–647, 2012. ISSN 0022-1430. doi : doi:10.3189/2012JoG11J232. 17, 18

Claudio Scarchilli, Massimo Frezzotti, Paolo Grigioni, Lorenzo De Silvestri, Lucia Agnoletto, and Stefano Dolci. Extraordinary blowing snow transport events in east antarctica. *Climate Dynamics*, 34(7) :1195–1206, 2010. ISSN 1432-0894. doi : 10.1007/s00382-009-0601-0. URL http://dx.doi.org/10.1007/s00382-009-0601-0. 19

B. E. Schutz, H. J. Zwally, C. A. Shuman, D. Hancock, and J. P. DiMarzio. Overview of the icesat mission. *Geophysical Research Letters*, 32(21) :n/a–n/a, 2005. ISSN 1944-8007. doi : 10.1029/2005GL024009. URL http://dx.doi.org/10.1029/2005GL024009. L21S01. 44

Andrew Shepherd, Duncan J. Wingham, Justin A. D. Mansley, and Hugh F. J. Corr. Inland thinning of pine island glacier, west antarctica. *Science*, 291(5505) :862–864,

2001. ISSN 0036-8075. doi : 10.1126/science.291.5505.862. URL http://science.sciencemag.org/content/291/5505/862. 5

Andrew Shepherd, Duncan Wingham, Tony Payne, and Pedro Skvarca. Larsen ice shelf has progressively thinned. *Science*, 302(5646) :856–859, 2003. ISSN 0036-8075. doi : 10.1126/science.1089768. URL http://science.sciencemag.org/content/302/5646/856. 22

Andrew Shepherd, Duncan Wingham, and Eric Rignot. Warm ocean is eroding west antarctic ice sheet. *Geophysical Research Letters*, 31(23) :n/a–n/a, 2004. ISSN 1944-8007. doi : 10.1029/2004GL021106. URL http://dx.doi.org/10.1029/2004GL021106. L23402. 23

Junchao Shi, Massimo Menenti, and Roderik Lindenbergh. Parameterization of surface roughness based on icesat/glas full waveforms : A case study on the tibetan plateau. *Journal of Hydrometeorology*, 14(4) :1278–1292, 2013. doi : 10.1175/JHM-D-12-0130.1. URL http://dx.doi.org/10.1175/JHM-D-12-0130.1. 40

C. A. Shuman, H. J. Zwally, B. E. Schutz, A. C. Brenner, J. P. DiMarzio, V. P. Suchdeo, and H. A. Fricker. Icesat antarctic elevation data : Preliminary precision and accuracy assessment. *Geophysical Research Letters*, 33(7) :n/a–n/a, 2006. ISSN 1944-8007. doi : 10.1029/2005GL025227. URL http://dx.doi.org/10.1029/2005GL025227. L07501. 44

Christopher A. Shuman, Etienne Berthier, and Ted A. Scambos. 20012009 elevation and mass losses in the larsen a and b embayments, antarctic peninsula. *Journal of Glaciology*, 57(204) :737–754, 2011. ISSN 0022-1430. doi : doi:10.3189/002214311797409811. 22

M. J. Siegert, N. Ross, H. Corr, B. Smith, T. Jordan, R. G. Bingham, F. Ferraccioli, D. M. Rippin, and A. Le Brocq. Boundary conditions of an active west antarctic subglacial lake : implications for storage of water beneath the ice sheet. *The Cryosphere*, 8(1) : 15–24, 2014. doi : 10.5194/tc-8-15-2014. URL http://www.the-cryosphere.net/8/15/2014/. 5

D. C. Slobbe, P. Ditmar, and R. C. Lindenbergh. Estimating the rates of mass change, ice volume change and snow volume change in greenland from icesat and grace data. *Geophysical Journal International*, 176(1) :95–106, 2009. doi : 10.1111/j.1365-246X.2008.03978.x. URL http://gji.oxfordjournals.org/content/176/1/95.abstract. 19

D.C. Slobbe, R.C. Lindenbergh, and P. Ditmar. Estimation of volume change rates of greenland's ice sheet from {ICESat} data using overlapping footprints. *Remote Sensing of Environment*, 112(12) :4204 – 4213, 2008. ISSN 0034-4257. doi : http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2008.07.004. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425708002277. 19

J. A. Smith, C.-D. Hillenbrand, R. D. Larter, A. G. C. Graham, and Gerhard Kuhn. The sediment infill of subglacial meltwater channels on the west antarctic continental shelf. *Quaternary Research*, 71(2) :190–200, 2009. doi : 10.1016/j.yqres.2008.11.005. URL http://dx.doi.org/10.1016/j.yqres.2008.11.005. 5

J. D. Spinhirne, S. P. Palm, and W. D. Hart. Antarctica cloud cover for october 2003 from glas satellite lidar profiling. *Geophysical Research Letters*, 32(22) :n/a–n/a, 2005. ISSN 1944-8007. doi : 10.1029/2005GL023782. URL http://dx.doi.org/10.1029/2005GL023782. L22S05. 40

C. L. Stevens, P. Sirguey, G. H. Leonard, and T. G. Haskell. Brief communication "the 2013 erebus glacier tongue calving event". *The Cryosphere*, 7(5) :1333–1337, 2013. doi : 10.5194/tc-7-1333-2013. URL http://www.the-cryosphere.net/7/1333/2013/. 22

T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and P.M. Midgley, editors. *Summary for Policymakers*, book section SPM, page 1–30. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013. ISBN ISBN 978-1-107-66182-0. doi : 10.1017/CBO9781107415324.004. URL www.climatechange2013.org. xix, 3, 4

X. Sun, J. B. Abshire, and D. Yi. Geoscience Laser Altimeter System - Characteristics and Performance of the Altimeter Receiver. *AGU Fall Meeting Abstracts*, December 2003. 45

Tyler C. Sutterley, Isabella Velicogna, Eric Rignot, Jeremie Mouginot, Thomas Flament, Michiel R. vanden Broeke, Jan M. vanWessem, and Carleen H. Reijmer. Mass loss of the amundsen sea embayment of west antarctica from four independent techniques. *Geophysical Research Letters*, 41(23) :8421–8428, 2014. ISSN 1944-8007. doi : 10.1002/2014GL061940. URL http://dx.doi.org/10.1002/2014GL061940. 2014GL061940. 20

P. Thibaut, J. C. Poisson, E. Bronner, and N. Picot. Relative performance of the mle3 and mle4 retracking algorithms on jason-2 altimeter waveforms. *Marine Geodesy*, 33 (sup1) :317–335, 2010. doi : 10.1080/01490419.2010.491033. URL http://dx.doi.org/10.1080/01490419.2010.491033. 60, 110

P. Thibaut, Y. Lasne, A. Guillot, N. Picot, and F. Rémy. Ku/Ka band observations over polar ice sheets. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, volume 17 of *EGU General Assembly Conference Abstracts*, page 10830, April 2015. 100

J. Tournadre, J. Lambin-Artru, and N. Steunou. Cloud and rain effects on altika/saral ka-band radar altimeter x2014 ;part ii : Definition of a rain/cloud flag. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47(6) :1818–1826, June 2009. ISSN 0196-2892. doi : 10.1109/TGRS.2008.2010127. 35

L. D. Trusel, K. E. Frey, and S. B. Das. Antarctic surface melting dynamics : Enhanced perspectives from radar scatterometer data. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 117(F2) :n/a–n/a, 2012. ISSN 2156-2202. doi : 10.1029/2011JF002126. URL http://dx.doi.org/10.1029/2011JF002126. F02023. 18

G. Valladeau, P. Thibaut, B. Picard, J. C. Poisson, N. Tran, N. Picot, and A. Guillot. Using saral/altika to improve ka-band altimeter measurements for coastal zones, hydrology and ice : The peachi prototype. *Marine Geodesy*, 38(sup1) :124–142, 2015. doi : 10.1080/01490419.2015.1020176. URL http://dx.doi.org/10.1080/01490419.2015.1020176. 57

N. P. M. van Lipzig, J. Turner, S. R. Colwell, and M. R. van Den Broeke. The near-surface wind field over the antarctic continent. *International Journal of Climatology*, 24(15) :1973–1982, 2004. ISSN 1097-0088. doi : 10.1002/joc.1090. URL http://dx.doi.org/10.1002/joc.1090. 85

David G. Vaughan, Jonathan L. Bamber, Mario Giovinetto, Jonathan Russell, and A. Paul R. Cooper. Reassessment of net surface mass balance in antarctica. *Journal of Climate*, 12(4) :933–946, 1999. doi : 10.1175/1520-0442(1999)012<0933:RONSMB>2.0.CO;2. URL http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<0933:RONSMB>2.0.CO;2. 19

David G. Vaughan, Gareth J. Marshall, William M. Connolley, Claire Parkinson, Robert Mulvaney, Dominic A. Hodgson, John C. King, Carol J. Pudsey, and John Turner. Recent rapid regional climate warming on the antarctic peninsula. *Climatic Change*, 60(3) :243–274, 2003. ISSN 1573-1480. doi : 10.1023/A:1026021217991. URL http://dx.doi.org/10.1023/A:1026021217991. 12

Jacques Verron, Pierre Brasseur, Eric Blayo, Jacques Blum, François-Xavier Le Dimet, D.T. Pham, Thierry Delcroix, Pierre De Mey, Geir Evensen, Lionel Gourdeau, and J. Schröter. Advanced altimeter data assimilation for the development of operational oceanography. *Aviso Newsletter*, pages 139–141, 2001. URL https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00222000. 44

Jacques Verron, pierre sengenes, Juliette Lambin, Jocelyne Noubel, Nathalie Steunou, amandine guillot, Nicolas Picot, Sophie Coutin-Faye, rashmi sharma, R.M Gairola, Raghava Murthy, James G. Richman, David Griffin, Ananda Pascual, Frédérique Remy, and P.K. Gupta. The SARAL/AltiKa Altimetry Satellite Mission. *Marine Geodesy*, 38(1) :2–21, January 2015. doi : 10.1080/01490419.2014.1000471. URL https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/insu-01286698. 57, 91

T. Vihma, O.-P. Mattila, R. Pirazzini, and M. M. Johansson. Spatial and temporal variability in summer snow pack in dronning maud land, antarctica. *The Cryosphere*, 5(1) :187–201, 2011. doi : 10.5194/tc-5-187-2011. URL http://www.the-cryosphere.net/5/187/2011/. 18

P. Vincent, N. Steunou, E. Caubet, L. Phalippou, L. Rey, E. Thouvenot, and Jacques Verron. AltiKa : a Ka-band altimetry payload and system for operational altimetry during the GMES period. *Sensors*, 6 :208–234, 2006. URL https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00230207. 44

Pippa L. Whitehouse, Michael J. Bentley, Glenn A. Milne, Matt A. King, and Ian D. Thomas. A new glacial isostatic adjustment model for antarctica : calibrated and tested using observations of relative sea-level change and present-day uplift rates. *Geophysical Journal International*, 190(3) :1464–1482, 2012. ISSN 1365-246X. doi : 10.1111/j.1365-246X.2012.05557.x. URL http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05557.x. 19

Simon D.P. Williams, Philip Moore, Matt A. King, and Pippa L. Whitehouse. Revisiting {GRACE} antarctic ice mass trends and accelerations considering autocorrelation. *Earth and Planetary Science Letters*, 385 :12 – 21, 2014. ISSN 0012-821X. doi : http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.10.016. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X13005797. 91

D. J. Wingham, C. G. Rapley, and H. Griffiths. New Techniques in Satellite Tracking Systems. In *IGARSS 86 Symposium*, 1986. 34, 111

D.J Wingham, A Shepherd, A Muir, and G.J Marshall. Mass balance of the antarctic ice sheet. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 364(1844) :1627–1635, 2006. ISSN 1364-503X. doi : 10.1098/rsta.2006.1792. URL http://rsta.royalsocietypublishing.org/content/364/1844/1627. 5

Warren J. Wiscombe and Stephen G. Warren. A model for the spectral albedo of snow. i : Pure snow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37(12) :2712–2733, 1980. doi : 10.1175/1520-0469(1980)037<2712:AMFTSA>2.0.CO;2. URL http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1980)037<2712:AMFTSA>2.0.CO;2. 19

E. W. Wolff, EPICA Community Members, Hubertus Fischer, Philippe Huybrechts, J. Kipfstuhl, Heinrich Miller, Hans Oerter, and Frank Wilhelms. 8 glacial cycles from an antarctic ice core. In *European Geosciences Union First General Assembly, NiceApril 2004.*, volume 25, 2004. 13

B. Wouters, A. Martin-Español, V. Helm, T. Flament, J. M. van Wessem, S. R. M. Ligtenberg, M. R. van den Broeke, and J. L. Bamber. Dynamic thinning of glaciers on the southern antarctic peninsula. *Science*, 348(6237) :899–903, 2015. ISSN 0036-8075. doi : 10.1126/science.aaa5727. URL http://science.sciencemag.org/content/348/6237/899. 12

Donghui Yi, H. Jay Zwally, and Xiaoli Sun. Icesat measurement of greenland ice sheet surface slope and roughness. *Annals of Glaciology*, 42(1) :83–89, 2005. ISSN 0260-3055. doi : doi:10.3189/172756405781812691. 40, 45

A. W. Yu, M. A. Stephen, S. X. Li, G. B. Shaw, A. Seas, E. Dowdye, E. Troupaki, P. Liiva, D. Poulios, and K. Mascetti. Space laser transmitter development for ICESat-2 mission. In *Solid State Lasers XIX : Technology and Devices*, volume 7578 of , page 757809, February 2010. doi : 10.1117/12.843342. 85, 104

H. J. Zwally, M. A. Beckley, A. C. Brenner, and M. B. Giovinetto. Motion of major ice-shelf fronts in antarctica from slant-range analysis of radar altimeter data, 1978-98. *Annals of Glaciology*, 34(1) :255–262, 2002. ISSN 0260-3055. doi : doi:10.3189/172756402781817653. 5, 80

H. Jay Zwally, Mario B. Giovinetto, Jun Li, Helen G. Cornejo, Matthew A. Beckley, Anita C. Brenner, Jack L. Saba, and Donghui Yi. Mass changes of the greenland and antarctic ice sheets and shelves and contributions to sea-level rise : 19922002. *Journal of Glaciology*, 51(175) :509–527, 2005. ISSN 0022-1430. doi : doi:10.3189/172756505781829007. 5, 37

H.Jay. Zwally, Anita C. Brenner, John Dimarzio, and Timothy Seiss. Ice sheet topography from retracked ers-1 altimetry. In *ESA, Proceedings of the Second ERS-1 Symposium on Space at the Service of Our Environment*, volume 1, pages 159–163, 1994. 5, 41